MATÉRIA ORGÂNICA E SEU EFEITO NA FÍSICA DO SOLO

João Alfredo Braida[1], Cimélio Bayer[2], Jackson Adriano Albuquerque[3] & José Miguel Reichert[4]

Introdução 221
Matéria Orgânica e Agregação do Solo 222
Evolução do modelo Hierárquico de Agregação e o Papel da Matéria Orgânica 223
Impacto de Sistemas de Uso e Manejo na Agregação do Solo 230
Adequação do Modelo Hierárquico de Agregação a Solos Tropicais e Subtropicais 234
Matéria Orgânica e Disponibilidade de Água no Solo 238
Limites de Disponibilidade 238
Efeito da Matéria Orgânica sobre a Disponibilidade de Água no Solo 241
Matéria Orgânica e Comportamento Mecânico do Solo 246
Resistência ao Cisalhamento do Solo 247
Curva de Compactação e Limites de Consistência do Solo 252
Curva de Compressibilidade 257
Material Orgânico na Superfície do Solo 263
Considerações Finais 265
Literatura Citada 267

INTRODUÇÃO

O comportamento físico do solo está intrinsecamente relacionado com características de seu espaço poroso, especialmente no que se refere à distribuição do tamanho dos poros, sua continuidade no perfil do solo e sua estabilidade no tempo. A distribuição do tamanho dos poros e sua continuidade no perfil são determinadas, basicamente, pela textura e pela estrutura do solo, ao passo que a estabilidade está relacionada com a consistência do solo.

A matéria orgânica tem implicações sobre o comportamento físico do solo, quer seja por atuar diretamente sobre alguns de seus processos físicos,

[1] Professor Adjunto da Universidade Federal da Fronteira Sul - UFFS. Avenida Ruben Cesar Cazelani, 3806, CEP 85.770-000, Realeza - PR. E-mail: braida@uffs.edu.br
[2] Professor Associado do Departamento de Solos, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS. Avenida Bento Gonçalves, 7712, CEP 91540-000, Porto Alegre-RS. E-mail: cimelio.bayer@ufrgs.br
[3] Professor Associado do Departamento de Solos e Recursos Naturais, Universidade do Estado de Santa Catarina - UDESC. CEP 88520-000. Lages, SC. E-mail: jackson@cav.udesc.br
[4] Professor Titular do Departamento de Solos, Universidade Federal de Santa Maria - UFSM. Campus Universitário, CEP 97105-900, Santa Maria-RS. E-mail: reichert@smail.ufsm.br

quer seja por seus efeitos indiretos. Os efeitos diretos devem-se, basicamente, às propriedades da matéria orgânica do solo que influenciam alguns fenômenos físicos e químicos no solo, dentre as quais se destacam a elevada área superficial específica e a grande quantidade de cargas superficiais.

Indiretamente, a matéria orgânica interfere no comportamento físico do solo por seus efeitos sobre a agregação e consistência do solo, atuando na formação de agregados e, portanto, na distribuição do tamanho de poros, bem como na sua estabilidade.

Neste trabalho, abordamos os efeitos da matéria orgânica sobre a agregação, seguidos da exposição dos efeitos da matéria orgânica sobre a retenção e disponibilidade de água no solo, quer seja por seus efeitos diretos, quer seja por aqueles resultantes das modificações estruturais. Em um terceiro momento, buscamos demonstrar como o comportamento mecânico do solo sofre influência da matéria orgânica.

MATÉRIA ORGÂNICA E AGREGAÇÃO DO SOLO

Agregação é uma característica física importante em relação às funções do solo. A agregação influencia a porosidade, a infiltração e retenção de água, a resistência do solo à compactação, acarretando reflexos indiretos no desenvolvimento e produtividade das culturas (Lynch & Bragg, 1985; Baumgartl & Horn, 1991). A matéria orgânica é um dos principais componentes do solo que influencia a formação e a estabilização dos agregados (Harris et al., 1966; Lynch & Bragg, 1985; Bronick & Lal, 2005) e o entendimento do seu papel na agregação é fundamental na definição de estratégias sustentáveis de manejo do solo, principalmente visando à manutenção da qualidade do solo em regiões tropicais e subtropicais (Neufeldt et al., 1999).

A seguir, será realizada uma análise (i) da evolução do modelo hierárquico de agregação e do papel da matéria orgânica na formação e estabilidade de agregados; (ii) do impacto de sistemas de uso e manejo do solo envolvendo plantio direto, integração lavoura-pecuária e pastagens na estabilidade de agregados em solos brasileiros com diferentes texturas e mineralogia; e (iii) das evidências disponíveis da (não) adequação da teoria da hierarquia de agregação para solos com elevados teores de óxidos de Fe e de Al.

Evolução do Modelo Hierárquico de Agregação e o Papel da Matéria Orgânica

A evolução da pesquisa em agregação foi sumariada por Six et al. (2004). Segundo os autores, já no início do século XX, os principais fatores responsáveis pela formação e estabilização de agregados estavam identificados: (1) fauna de solo, (2) micro-organismos, (3) raízes, (4) compostos inorgânicos e (5) variáveis ambientais. O papel das minhocas e, posteriormente, dos térmitas na agregação já havia sido extensivamente estudado; as micorrizas, fungos saprófitas e bactérias eram os principais grupos de micro-organismos estudados quanto ao seu efeito na agregação; o efeito físico das raízes e o estímulo à atividade microbiana pela exsudação radicular eram reconhecidos; e o Ca e os óxidos eram os principais compostos inorgânicos avaliados quanto a sua influência na agregação. Além disso, a influência de processos físicos na agregação, como os ciclos de umedecimento/secamento, era bem conhecida. Entretanto, apenas a partir da segunda metade do século passado, iniciaram-se os esforços visando à organização desses fatores em modelos teóricos de agregação, bem como estudos com vistas em avaliar a relação entre a matéria orgânica e os demais fatores envolvidos na agregação.

Na figura 1, é apresentado um esquema com a evolução cronológica dos principais estudos que contribuíram para o avanço no entendimento da formação e estabilização de agregados de solo e da construção do modelo hierárquico de agregação. De forma consecutiva, os principais conceitos desenvolvidos sobre a agregação do solo evoluíram desde aqueles relacionados com a interação de partículas de argila na formação de domínios, quase-cristais ou assembleias (Emerson, 1959), da formação de complexos organominerais e da união destes em microagregados (Edwards & Bremner, 1967) e, finalmente, da formação de macroagregados a partir da união de microagregados (Tisdall & Oades, 1982). Cabe salientar que, em sua maioria, esses conceitos foram desenvolvidos tendo em consideração a composição mineralógica de solos temperados. Portanto, nessa análise, particularidades de solos tropicais e subtropicais serão introduzidas e suas implicações discutidas.

A formação de unidades básicas de agregados foi descrita por Emerson (1959), as quais seriam compostas por lâminas de argila orientadas (domínios, quase-cristais ou assembleias) e partículas de areia. Trata-se de um estudo pioneiro que despertou a comunidade científica para a interação entre partículas no solo e seus possíveis impactos sobre o comportamento do solo. Emerson (1977) considerou a presença de uma monocamada de matéria orgânica entre os domínios de argila.

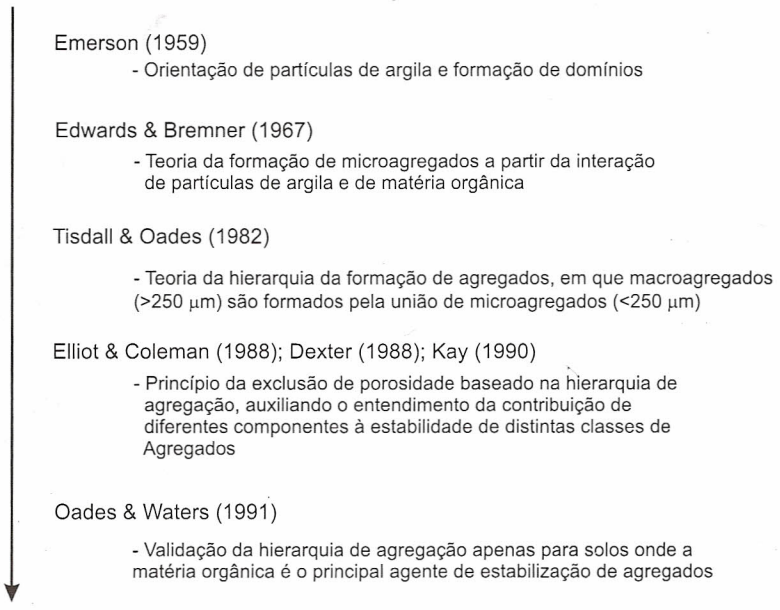


Figura 1. Evolução cronológica dos principais estudos e respectivos avanços no entendimento da formação e estabilização de agregados em solos.

Fonte: Adaptado de Six et al. (2004).

Uma teoria de formação de microagregados a partir de complexos organominerais foi apresentada por Edwards & Bremner (1967), constituídos por matéria orgânica (MO), cátions polivalentes (Me^{++}) e argila (Ar), representados por $[(Ar\text{-}Me^{++}\text{-}MO)_x]$. A união de diversos complexos organominerais constituiriam um microagregado, representado por [(Ar-Me^{++}-MO)x]y. Os autores rejeitaram a participação de areia proposta por Emerson (1959) na formação de complexos altamente estáveis, bem como consideraram a possibilidade de complexos Ar-Me^{++}-Ar e MO-Me^{++}-MO.

Em sua concepção original, o modelo de Edwards & Bremner (1967) considera exclusivamente a ocorrência de cargas negativas em partículas de argila, fato este característico de minerais de carga permanente (2:1) presentes em solos temperados, o que exacerba a importância da presença de Me^{++} nos complexos organominerais, graças ao seu papel de ligação (ponte de cátions) de duas partículas carregadas negativamente, no caso Ar e MO. Nesse sentido, a presença de expressiva proporção de minerais de carga variável (dependente de pH), em solos tropicais e subtropicais, demanda alguns ajustes no modelo de Edwards & Bremner. Além das combinações

apresentadas anteriormente, a presença de óxidos (Ox) de Fe e de Al em solos de carga variável resulta na possibilidade de formação de complexos Ar-Ox, Ar-MO-Ox, Ox-Ox, Ox-MO, ou seja, sem a necessidade da presença de Me++ no complexo. Outra particularidade dos complexos organominerais de solos com elevados teores de óxidos de Fe e de Al é a alta energia de ligação, a qual é determinante da estabilidade dos complexos formados. Em solos temperados, as ligações são predominantemente físicas, envolvendo atração eletrostática, enquanto, nos complexos Ox-Ox e Ox-MO, as ligações são químicas e envolvem troca de ligantes entre grupos OH, da superfície dos óxidos, e de, principalmente, grupamentos carboxílicos (R-COOH) da matéria orgânica, o que determina uma estabilidade dos complexos organominerais de solos tropicais oxídicos muito superior à verificada em solos com mineralogia não oxídica (Oades et al., 1989; Inda Junior et al., 2007).

A influência da mineralogia na estabilidade de complexos organominerais pode ser visualizada na figura 2. O Argissolo caulinítico, mesmo quando submetido à baixa energia de dispersão já apresenta grande dispersão dos complexos organominerais, evidenciado pelo aumento rápido da massa da fração <2 μm. Por sua vez, no Latossolo oxídico, o aumento na fração <2 μm é mais gradual com o aumento da energia de ultrasson, sendo necessária a aplicação de 411 J mL^{-1} para dispersão total (obter 99 % da fração argila total), a qual é muito superior à verificada para o Argissolo caulinítico (239 J mL^{-1}).

A partir da relação entre a estabilidade dos complexos organominerais (proporcional à energia de ultrassom para dispersão) e as variáveis de solo, pode-se verificar que o teor de C orgânico é bastante importante para a estabilidade dos complexos. No Quadro 1, verifica-se uma ampla variação da energia de ultrassom necessária para dispersar microagregados (239 a 2389 J mL^{-1}) em seis solos brasileiros, e a sua relação com os teores e mineralogia da fração argila e com os teores de C orgânico (Inda Junior et al., 2007). Os resultados evidenciam que o teor de argila não é determinante, mas, sim, o tipo de minerais presentes na fração coloidal do solo, com destaque para a goethita e gibbsita. Esses resultados reforçam os obtidos por Barberis et al. (1991) e Duiker et al. (2003).

Microagregados de solos tropicais oxídicos podem apresentar alta estabilidade a ponto de terem comportamento de partículas de areia, com implicações na fertilidade do solo e na proteção física da matéria orgânica. A utilização de métodos convencionais de dispersão do solo, como, por exemplo hidróxido de Na e agitação (Embrapa, 1997) nesses solos resulta numa

expressiva subestimação do teor de argila no solo, pois grande parte da argila permanece em microagregados tamanho areia e silte. A comparação dos teores de argila obtidos por ultrasson e pelo método tradicional em amostras de solos do sul do Brasil e da região do Cerrado demonstra uma subestimação de 30 a 70 % dos teores de argila pelo método tradicional (C. Bayer, dados não publicados).

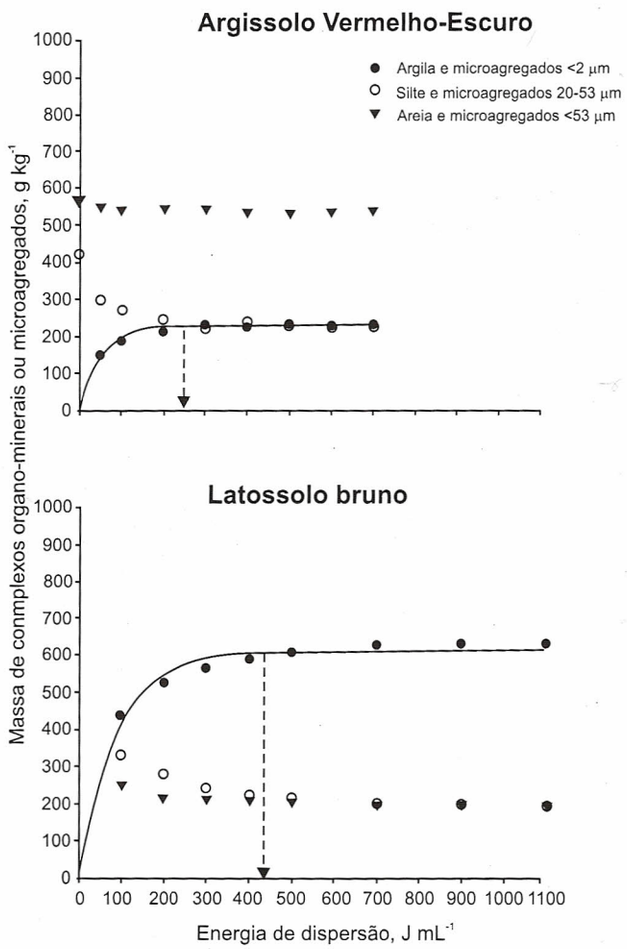


Figura 2. Dispersão de complexos organominerais e microagregados tamanho areia e silte em partículas primárias ou microagregados <2 μm em amostras (0-20 cm) de Argissolo Vermelho e Latossolo bruno da região Sul do Brasil submetidos a energias crescentes de ultrasson.

Fonte: Adaptado de Inda Junior et al. (2007).

Quadro 1. Energia de ultrasson para dispersão do solo em partículas primárias e sua relação com algumas propriedades físicas, químicas e mineralógicas de solos das regiões Sul e Centro-Oeste do Brasil

Solo	Energia	Argila	CO	Fed	Feo	Feo/Fed	Gt/(Gt+Hm)	Gb/(Gb+Ct)
	J mL^{-1}	----------g kg^{-1}---------						
PVd	239	228	12,7	11,8	0,9	0,08	0,21	0,13
LVdf (1)	411	596	17,5	81,7	2,1	0,03	0,11	0,04
LVdf (2)	415	711	25,1	87,6	2,5	0,03	0,03	0,00
LVdf (3)	536	549	21,7	75,2	1,9	0,03	0,08	0,22
LVd	809	348	19,1	48,3	1,5	0,03	0,33	0,47
LBa	2389	608	37,9	68,2	3,4	0,05	0,79	0,74

Relação entre a estabilidade(1) dos microagregados <53 μm e as propriedades dos solos

Propriedades (x)	Regressão	R^2	*P*
CO	y=-1042,13+82,48x	0,799	0,016
Argila	y=210,98+1,16x	0,069	0,614
Fed	y=535,81+4,25x	0,022	0,777
Feo	y=-668,73+716,96x	0,590	0,074
Gt/(Gt+Hm)	y=105,04+2689,51x	0,893	0,004
Gb/(Gb+Ct)	y=125,37+2529,24x	0,815	0,013
Gt/(Gt+Hm) + Gb/(Gb+Ct)	$y=95,37+2265,68x_1+446,86x_2$	0,896	0,033

CO- carbono orgânico; Fed- teor de ferro extraído por DCB; Feo- teor de ferro extraído por oxalato de amônio; Gb- gibbsita; Ct- caulinita; Gt- goethita; Hm- hematita. (1) = estabilidade dos microagregados correspondeu à energia de ultrasson necessária para obtenção de 99 % do teor de argila do solo (Inda Junior et al., 2007).

Fonte: Adaptado de Inda Junior et al. (2007).

A teoria da hierarquia de agregação desenvolvida por Tisdall & Oades (1982) resultou em expressivo avanço no entendimento da formação e estabilização de agregados de solo. Uma consequência da hierarquia de agregação é o princípio de exclusão da porosidade (Dexter, 1988; Kay, 1990), segundo o qual agregados pequenos apresentam poros menores do que agregados grandes, pelo fato destes também conterem poros grandes entre os (micro) agregados que os compõem. Esse princípio contribuiu para o entendimento da efetividade de diferentes agentes ligantes na estabilidade de agregados com diferente nível hierárquico de acordo com o tamanho de poros existente.

Tisdall & Oades (1982) dividiram os agregados em cinco classes (<0,2, 0,02-2, 2-20, 20-250 e >2000 μm), as quais se formariam sucessivamente (hierarquia) e, em cada classe, diferentes agentes orgânicos e, ou, inorgânicos seriam os responsáveis pela estabilidade, em concordância com o princípio da exclusão de porosidade. Segundo os autores, esses limites são variáveis

conforme o tipo de solo, bem como a importância relativa dos diferentes agentes na estabilidade dos agregados de diferentes classes. Entretanto, o limite de 250 µm para distinguir microagregados (<250 µm) e macroagregados (>250 µm), proposto inicialmente por Edwards & Bremner (1967), tem sido amplamente aceito e comprovado em estudos subsequentes (Tisdall & Oades, 1982; Elliot, 1986; Miller & Jastrow, 1990) e, aparentemente, é aplicável para distintos tipos de solo. Na figura 3, há uma representação esquemática da formação hierárquica de agregados e o papel dos compostos orgânicos (persistentes, transitórios e temporários) na estabilidade de diferentes classes de tamanho de agregados.

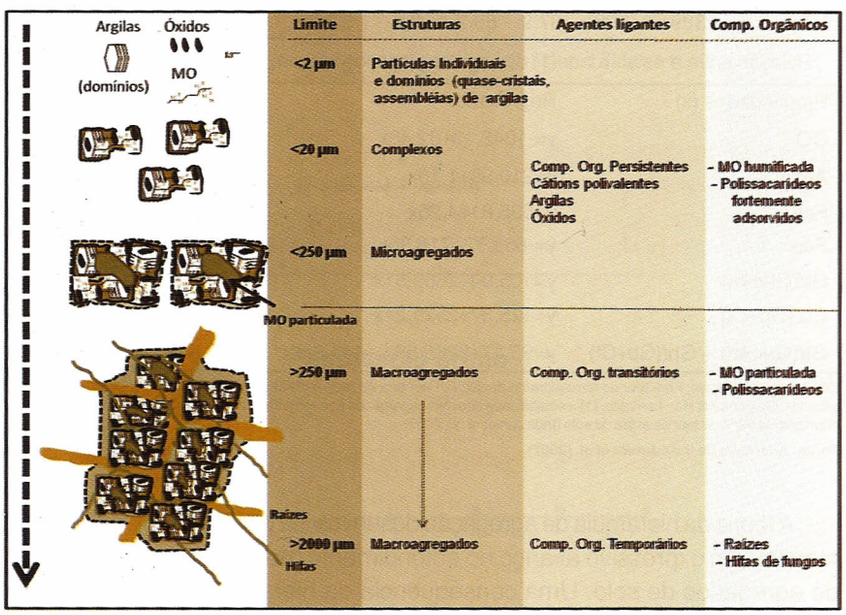


Figura 3. Modelo hierárquico de agregação (representação esquemática) e indicação dos principais compostos orgânicos (Comp. Org.) responsáveis pela estabilidade dos agregados.

Fonte: Adaptado de Tisdall & Oades (1982).

De forma geral, microagregados são decorrentes principalmente de processos físico-químicos, como floculação, adsorção, interação química (troca de ligantes) e física (atração eletrostática), tendo na matéria orgânica humificada (compostos orgânicos persistentes) um dos principais componentes responsáveis pela sua estabilidade, além dos minerais da fração argila. Polissacarídeos de origem microbiana, fortemente adsorvidos às

partículas minerais, também atuam na estabilidade de microagregados (Tisdall & Oades, 1982; Oades, 1984; Jastrow & Miller, 1998). Em decorrência da estabilidade dos agentes orgânicos responsáveis pela sua estabilidade no solo, microagregados são pouco alterados pelo uso e manejo do solo, sendo mais dependentes do tipo de solo (Silva, 1993; Jastrow & Miller, 1998).

Os macroagregados são de natureza biológica e a sua estabilidade depende da constante adição de resíduos vegetais que visem à reposição dos compostos orgânicos transitórios (polissacarídeos microbianos) e temporários (raízes finas e hifas de fungos), os quais são os principais responsáveis pela sua estabilidade (Tisdall & Oades, 1980a,b, 1982; Tisdall, 1991; Oades, 1993; Haynes & Beare, 1996; Degens, 1997; Silva & Mielniczuk, 1997; Tisdall et al., 1997). Os polissacarídeos consistem, em sua grande parte, em mucilagens de fungos e bactérias, as quais apresentam uma relação galactose+manose/arabinose/xylose (g+m/a+x) inferior a 0,5. Por sua vez, polissacarídeos com origem de plantas, os quais pouco contribuem para a estabilidade dos macroagregados, apresentam uma relação g+m/a+x superior a 2,0 (Oades, 1984). À medida que vai aumentando o tamanho dos macroagregados, a importância dos polissacarídeos na estabilidade dos agregados vai diminuindo e a importância de raízes finas e de hifas de fungos vai aumentando, seguindo o princípio da exclusão de porosidade (Jastrow & Miller, 1998). Raízes finas e hifas de fungos formam uma rede que entremeia microagregados e pequenos macroagregados, formando e estabilizando grandes macroagregados (Tisdall & Oades, 1980a,b, 1982; Oades, 1984; Tisdall et al., 1997; Silva & Mielniczuk, 1997). Além do seu efeito físico e da exsudação de carboidratos, que estimula a atividade e excreção de polissacarídeos por bactérias e fungos, que atuam na estabilidade de macroagregados, as raízes contribuem para a aproximação de partículas e formação de agregados pela pressão mecânica que exercem durante o seu crescimento e quando da absorção de água no solo (Silva & Mielniczuk, 1997).

Alternativamente à hierarquia de formação de macroagregados em sucessão à microagregados, a matéria orgânica particulada (MOP) pode atuar como ponto de nucleação na formação de microagregados no interior de macroagregados (Golchin et al., 1994). Com o consumo do material orgânico lábil, decresce a atividade microbiana e liberação de mucilagens e o macroagregado perde a estabilidade, eventualmente ocorrendo o seu rompimento e liberando os microagregados. Esse mecanismo alternativo de agregação foi sugerido primeiramente por Oades (1984) e corroborado por Angers et al. (1997), Six et al. (2000, 2004), e tem sido extensivamente utilizado principalmente para interpretação da proteção física da matéria orgânica em agregados de solo (Haynes & Beare, 1996; Jastrow & Miller, 1998; Six et al., 2004).

Impacto de Sistemas de Uso e Manejo na Agregação do Solo

Usualmente, o cultivo de solos originalmente sob vegetação natural, baseado em práticas convencionais de manejo, envolvendo intenso revolvimento do solo com lavração e gradagem e a utilização de sistemas de cultura com baixo aporte de biomassa vegetal (pousio, monocultura, etc), resulta numa diminuição da estabilidade de agregados. Na figura 4, a redução da estabilidade de agregados em dois solos (sendo um Argissolo Vermelho da Região Sul e um Latossolo Vermelho da Região Centro-Oeste) cultivados sob preparo convencional, pode ser visualizada e decorre do fato de o sistema de manejo não ser capaz de manter os agentes orgânicos transitórios e temporários determinantes da estabilidade de macroagregados (>0,250 mm) no mesmo nível do solo sob vegetação natural. Desta forma, os macroagregados perdem a sua estabilidade, evidenciada pela diminuição na massa de agregados superiores a 1 mm e aumento da massa de macroagregados entre 0,105 - 0,5 mm no Argissolo e no Latossolo. Obviamente, existe um conjunto de fatores que atuam de forma interativa na redução da estabilidade de agregados em solos sob sistemas convencionais de manejo, destacando-se o efeito do sistema de culturas de baixo aporte de resíduos resultante numa restrita produção de agentes ligantes transitórios e temporários, além do preparo de solo intensificando a decomposição da matéria orgânica do solo e atuando no rompimento de hifas de fungos (Tisdall et al., 1997; Castro Filho et al., 1998; Salton et al., 2008). O sistema radicular de culturas comerciais, que apresentam usualmente baixa exsudação de compostos orgânicos e que ocupam um volume restrito de solo (sistema axial), também contribui para a diminuição na estabilidade de agregados de solo (Silva & Mielniczuk, 1997).

Sistemas conservacionistas de manejo do solo, por sua vez, resultam em aumento expressivo da agregação do solo e diversos estudos têm registrado a importância do manejo de solo na estabilidade de agregados de solos tropicais e subtropicais brasileiros. A redução ou eliminação do revolvimento do solo, associada ao uso de sistemas de rotação de culturas com frequente aporte de resíduos vegetais ao solo, normalmente, resulta em maior estabilidade de agregados, evidenciada pelos maiores valores de diâmetro médio ponderado (DMP) dos agregados, o que em grande parte, é relacionado com o efeito dos sistemas de manejo sobre os teores de C orgânico do solo (Figura 5a).

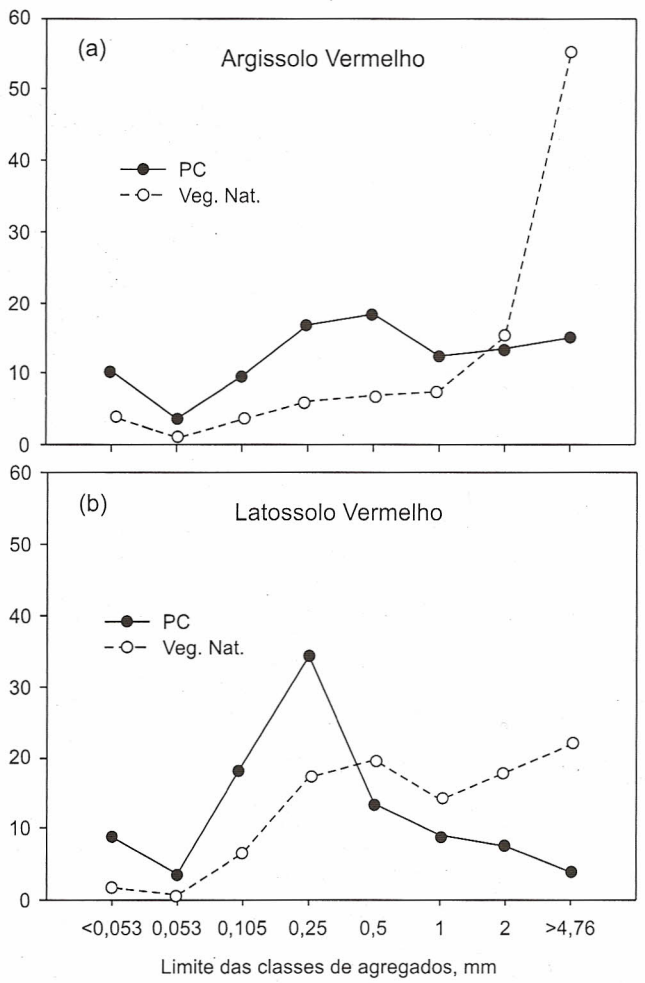


Figura 4. Perda da estabilidade de agregados pelo uso de sistemas de preparo convencional (PC) num (a) Argissolo caulinítico (Sul do Brasil) e num (c) Latossolo oxídico (cerrado).

Fonte: Adaptado de Conceição (2006) e Salton et al. (2008).

Os fluxos de energia e C no solo, determinados pelos sistemas de manejo, são os responsáveis pelo nível de organização (no caso, de agregação) do solo. Altos fluxos de energia e C nos sistemas de manejo com alto aporte de resíduos vegetais determinam maior nível de organização (> DMP), como no sistema plantio direto associado ao sistema aveia+vica/milho+caupi. Ao contrário, baixos fluxos de energia e C determinam baixos níveis de organização (< DMP) e baixa energia acumulada (entalpia) no solo. A entrada de energia e

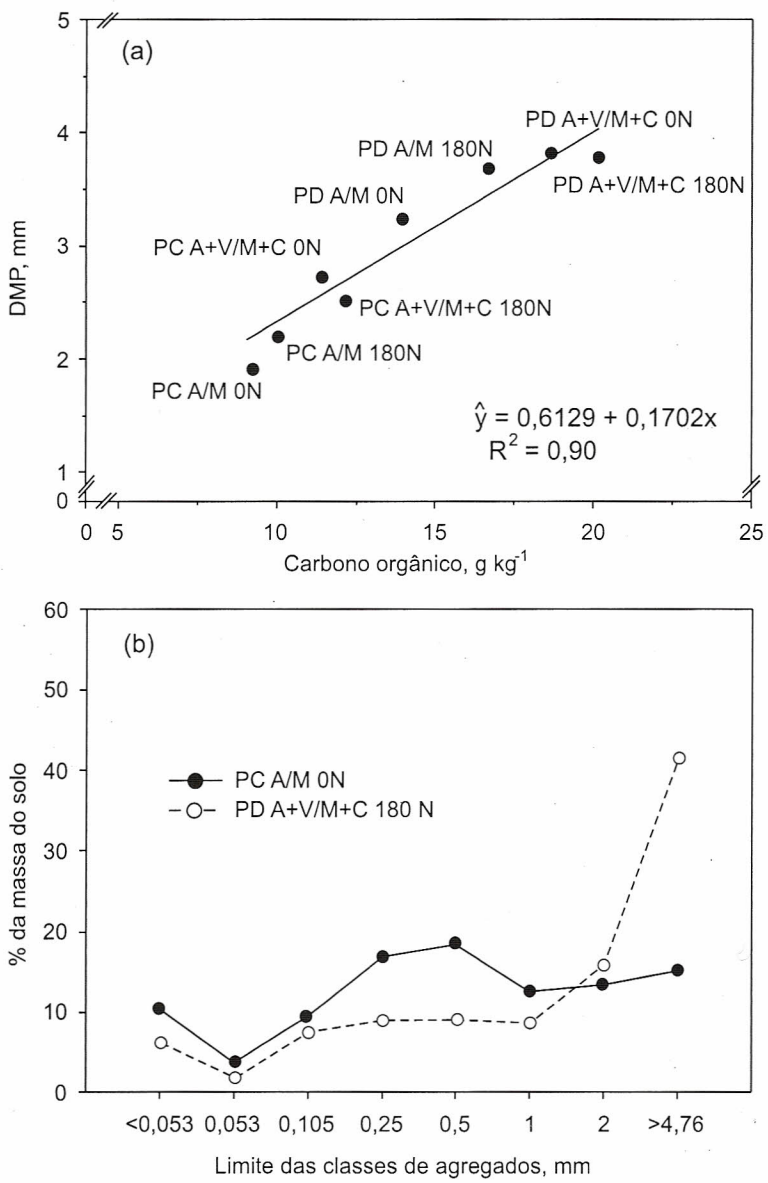


Figura 5. Relação entre o teor de carbono orgânico e o diâmetro médio ponderado de agregados (DMP) em um Argissolo Vermelho do Sul do Brasil (a) e comportamento da massa de diferentes classes de agregados em dois sistemas de manejo extremos (b). PC=preparo convencional, PD=plantio direto, A=aveia preta, V=ervilhaca, C=caupi, M=milho, 0N= 0 kg ha^{-1} N, 180N=180 kg ha^{-1} N.

Fonte: Adaptado de Conceição (2006).

de C ocorre principalmente pela entrada de biomassa vegetal no sistema, sendo o fluxo dessa energia e C realizado pela fauna e pelos micro-organismos através da decomposição desse material orgânico. O não revolvimento do solo determina que esse fluxo de energia seja mais lento do que quando sob preparo convencional, e que parte dessa energia seja acumulada no sistema solo mediante o acúmulo de matéria orgânica (Addiscott, 1995; Vezzani & Mielniczuk, 2009).

As raízes são fundamentais na formação e estabilização de macroagregados (Materechera et al., 1992; Silva & Mielniczuk, 1997). Durante o seu crescimento, as raízes realizam uma pressão mecânica que resulta na aproximação de partículas de solo, promovem o secamento no solo ao seu redor aproximando e aumentando a coesão entre partículas, exsudam carboidratos que são fonte de C lábil para os micro-organismos que intensificam a sua atividade e a produção de polissacarídeos que estabilizam agregados (Tisdall & Oades, 1980a,b; Haynes & Beare, 1996; Silva & Mielniczuk, 1997; Six et al., 2004). A absorção de água também determina um deslocamento de Ca^{2+}, por fluxo de massa, em direção à raiz e a quantidade desse nutriente que chega à superfície da raiz é muito superior à absorção e, portanto, ocorre um aumento da concentração desse cátion bivalente na superfície da raiz o que, possivelmente, também contribui para a estabilização dos agregados formados (Muneer & Oades, 1989a,b).

Considerando tais aspectos, verifica-se que sistemas que envolvem pastagens apresentam, normalmente, um nível de agregação superior ao observado em sistemas de produção de culturas anuais de grãos. Isso foi evidenciado por Silva & Mielniczuk (1997) no sul do Brasil, que mostraram que sistemas que incluem a pangola (Digitaria decumbens L.), num Argissolo Vermelho, e a setária (Setaria anceps L.), num Latossolo Vermelho, resultaram em elevada estabilidade de agregados (DMP) em comparação a sistemas de culturas anuais; e, ainda, que a estabilidade de agregados foi relacionada principalmente com o comprimento de raízes. Resultados similares têm sido verificados em sistemas de integração lavoura-pecuária e sob pastagens permanentes na região tropical do cerrado brasileiro. Salton et al. (2008) verificaram, em três Latossolos da região do Cerrado brasileiro, que a introdução de pastagens permanentes de Brachiaria no sistema de produção, seja em sistema de integração lavoura-pecuária ou de conversão para pastagens permanentes, determina aumento da estabilidade de agregados, sendo a maior estabilidade de agregados relacionada em parte com o efeito dos sistemas nos teores de C orgânico no solo (Figura 6).

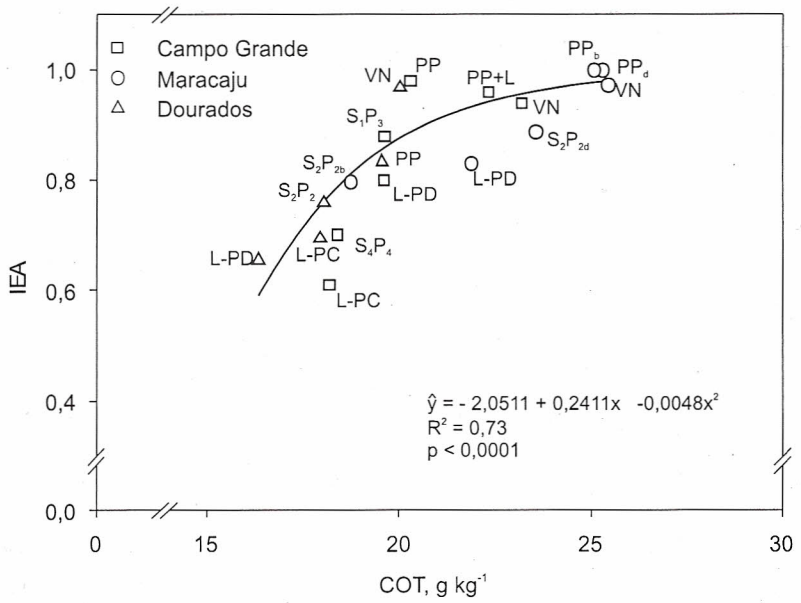


Figura 6. Relação entre o teor de C orgânico total (COT) do solo e o índice de estabilidade de agregados (IEA, DMP úmido/DMP seco) em três Latossolos sob diferentes sistemas de uso e manejo do solo na região do Cerrado brasileiro. L-PC= lavoura em preparo convencional, L-PD=lavoura em plantio direto, S4-P4, S1P3 e S2P2= indicam o número de anos de soja (S) e de pastagem (P) no sistema de integração lavoura-pecuária, e PP= pastagem permanente.

Fonte: Adaptado de Salton et al. (2008).

Adequação do Modelo Hierárquico de Agregação a Solos Tropicais e Subtropicais

Na evolução da pesquisa em agregação do solo, Oades & Waters quebraram o paradigma da agregação hierárquica no solo ao concluir, em estudo realizado em 1991, que o modelo hierárquico seria válido apenas para solos nos quais o C orgânico tivesse papel preponderante na agregação (Figura 1), como se verifica em solos com baixo nível de intemperização de regiões temperadas ou tropicais áridas e semiáridas. Em solos onde os óxidos de Fe (e Al) teriam papel preponderante à matéria orgânica na estabilização dos agregados de solo, esse modelo não se aplicaria (Six et al., 2002, 2004). Em seus estudos, os autores idealizaram que solos que seguem o modelo hierárquico de agregação (formação de microagregados e estes formando macroagregados sucessivamente)

apresentariam uma dispersão gradativa, com liberação de agregados menores, quando submetidos a níveis crescentes de energia de dispersão. Utilizando esse procedimento, apenas dois solos (Alfisol e Mollisol) tiveram esse comportamento, enquanto os macroagregados do Oxisol avaliado dispersaram predominantemente em partículas menores do que 2 μm. A partir desse estudo, passou-se a acreditar que solos que apresentam minerais de carga variável (óxido de Fe e Al) são menos dependentes da matéria orgânica na agregação e, assim, os agregados grandes seriam formados por grande número de pequenos complexos organominerais não havendo a hierarquia na formação de microagregados e, posteriormente, de macroagregados.

A proposição de Oades & Waters (1991) foi amplamente aceita e, posteriormente ao seu estudo, inúmeros trabalhos têm sido publicados utilizando essa concepção de não ocorrência de hierarquia de agregação em solos com predomínio de óxidos de Fe e Al (Jastrow & Miller, 1998; Muggler et al., 1999; Six et al., 2004; Azevedo & Schulze, 2007). Por sua vez, um número também expressivo de estudos tem colocado em dúvida ou negado a falta de hierarquia na agregação em solos oxídicos (Freibauer et al., 1999; Vrdoljak & Sposito, 2002; Bronick & Lal, 2005; Ferreira et al., 2007).

Nesse contexto, realizou-se uma análise da literatura que destaca a não hierarquia de agregação. Iniciamente, no trabalho pioneiro de Tisdall & Oades (1991), três solos sob lavoura em preparo convencional (Alfisol, Mollisol e Oxisol) foram testados (e mais uma amostra do Alfisol não cultivado) e quatro níveis de energia de dispersão foram aplicados: umedecimento lento, umedecimento rápido, agitação durante 16 h e dispersão por ultrassom. Duas questões surgem desse trabalho. Primeira, não foi apresentado o estado físico no qual os solos se encontravam. Solos degradados, cuja formação de agregados ocorre principalmente por pressão mecânica e em que os agentes orgânicos transientes e temporários são poucos, não apresentam realmente hierarquia de agregação. A não hierarquia na agregação de solos degradados foi confirmada por Ferreira et al. (2007), os quais verificaram hierarquia de agregação num Argissolo sob floresta, mas não a observaram no mesmo solo sob lavoura no sistema de preparo convencional. Portanto, o estado físico do solo (degradado ou não degradado) é fundamental na análise da existência de hierarquia, e isso não foi caracterizado para os solos avaliados por Oades & Waters (1991).

A segunda questão refere-se às energias de dispersão empregadas. No estudo, os dois solos menos intemperizados mostraram-se com menor

estabilidade de agregados e, mesmo nos tratamentos com aplicação das menores energias de dispersão (umedecimento lento e rápido), já apresentavam desagregação gradativa de agregados maiores em agregados menores, a qual foi intensificada pela agitação por 16 h. Por sua vez, o Latossolo apresentou macroagregados estáveis para todos os métodos de agitação envolvendo níveis crescentes de potencial dispersivo, tendo ocorrido na agitação por 16 h dispersão parcial de macroagregados em agregados menores. Entretanto, somente quando aplicada a dispersão por ultrassom é que houve a dispersão dos macroagregados em partículas <2 μm. A falta de informação sobre o nível de energia do ultrassom utilizado para dispersão do solo, por sua vez, compromete concluir quanto à dispersão, pois a aplicação de alta energia de dispersão obviamente pode ter como resultado a dispersão total do solo.

A hierarquia na agregação em Latossolos brasileiros foi avaliada pioneiramente por Azevedo (2001), utilizando procedimento similar ao concebido por Oades & Waters (1991). O autor trabalhou com umedecimento rápido e agitação vertical em peneiras por 3,75 a 27 h, e não verificou evidências da existência de hierarquia de agregação em amostras de solo em PC e PD. Por sua vez, em Argissolo e Neossolo do sul do Brasil, Ferreira et al. (2007) verificaram que, sob vegetação natural, ambos os solos apresentavam hierarquia de agregação, o que não foi verificado no Argissolo sob lavoura convencional.

Diversos resultados, obtidos em Latossolos brasileiros, também conduzem à interpretação da ocorrência de hierarquia na agregação. A forte relação entre a estabilidade de agregados e os teores de C orgânico, a qual explica 73 % da estabilidade dos agregados em três Latossolos oxídicos (Figura 6), mostra hierarquia na agregação, pois, do contrário, a matéria orgânica teria um papel secundário ao dos óxidos na agregação do solo. Observando o comportamento de diferentes classes de agregados em Latossolo sob diferentes sistemas de uso e manejo (Figura 7), nota-se que o solo sob PC apresenta predomínio da classe de agregados entre 0,250 e 0,500 mm. Entretanto, quando submetido a sistemas de integração lavoura-pecuária ou de pastagens permanentes, essa classe de agregados não predomina mais, pois esses microagregados foram incorporados em macroagregados estáveis >2 mm, seguindo, portanto, o modelo hierárquico de agregação, salvo melhor interpretação.

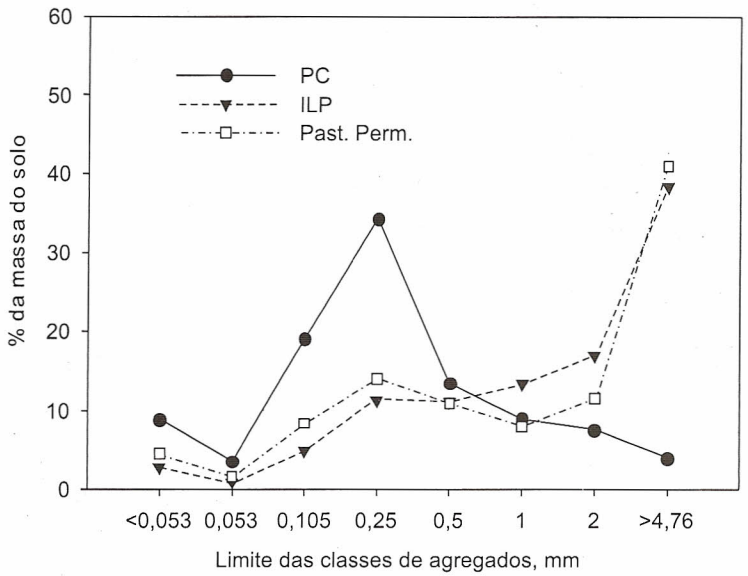


Figura 7. Comportamento de diferentes classes de micro e macroagregados num Latossolo Vermelho da região do Cerrado submetido a sistemas de preparo convencional, integração lavoura-pecuária e pastagem permanente. PC = preparo convencional, ILP = sistema de integração lavoura-pecuária em plantio direto, e Past. Perm. = pastagem permanente de *Brachiaria decumbens*.

Fonte: Adaptado de Boeni (2007).

Com base nessa breve análise e na interpretação do impacto de sistemas de uso e manejo na agregação do solo, acredita-se que há espaço para questionamento da não existência de hierarquia na agregação de solos tropicais e subtropicais brasileiros. Apesar da menor dependência em relação à matéria orgânica na estabilidade de microagregados, em solos com médio a alto teor de óxidos de Fe e Al, a hierarquia parece existir na formação de macroagregados a partir dos microagregados em Latossolos sob vegetação natural e sob sistemas de uso e manejo sem revolvimento do solo e com frequente aporte de biomassa vegetal, principalmente em sistemas envolvendo plantas com sistema radicular de grande volume e atividade, como as pastagens, em sistemas de integração lavoura-pecuária ou de pastagens permanentes. Por outro lado, é possível que em solos tropicais e subtropicais degradados, sob preparo convencional intensivo e outras práticas degradantes como pousio e monocultura, nos quais a formação de agregados ocorre, principalmente, por pressão mecânica e não por processos de natureza biológica, não exista hierarquia na agregação.

MATÉRIA ORGÂNICA E DISPONIBILIDADE DE ÁGUA NO SOLO

Limites de Disponibilidade

A utilização dos recursos hídricos de maneira eficiente e adequada é um dos grandes desafios da atualidade. Nesse contexto, torna-se imprescindível o completo entendimento da dinâmica da água na natureza, incluindo sua passagem pelo solo, que funciona como regulador do ciclo hidrológico e reservatório de água para as plantas.

No que se refere à utilização da água pelas plantas, conhecimento fundamental, especialmente no caso da produção agrícola, é preciso ter claro que mais importante que conhecer o teor total de água no solo é compreender como a água é armazenada e disponibilizada às plantas (Veihmeyer & Hendrickson, 1950).

A água está retida no solo de acordo com fenômenos de capilaridade e adsorção, os quais têm relação com o tamanho dos poros e com a existência de superfícies carregadas eletrostaticamente que, por sua vez, dependem de atributos do solo, tais como textura, mineralogia, matéria orgânica, estrutura, cargas de superfície, dentre outros (Hillel, 1998a). Assim, alterações no teor de matéria orgânica do solo têm implicações sobre as forças de retenção de água no solo e sobre sua disponibilidade às plantas (Costa et al., 2003; Araújo et al., 2004). Essas implicações podem ser diretas, em razão do elevado número de cargas dependentes do pH e da elevada área superficial específica que a matéria orgânica possui (Bayer & Mileniczuk, 1999), que resultam em aumento das forças de adsorção. Por outro lado, há efeitos indiretos, que se devem às mudanças na agregação do solo e, portanto, da estrutura e da porosidade, que, em geral, acompanham as mudanças do teor de matéria orgânica do solo, como visto anteriormente, com consequências sobre a distribuição do tamanho de poros do solo e, portanto, sobre os fenômenos de capilaridade.

Desse modo, neste texto, pretende-se explicitar as relações entre o teor de matéria orgânica do solo e sua capacidade de armazenar e disponibilizar água às plantas. Para tanto, primeiro, faz-se necessário definir alguns conceitos que envolvem a disponibilidade de água às plantas, como capacidade de campo, ponto de murcha permanente e água disponível. De maneira simplificada, capacidade de campo corresponde ao limite superior de armazenamento de água no solo, enquanto ponto de murcha permanente é o limite inferior de disponibilidade de água às plantas e, portanto, água disponível

é a quantidade de água compreendida entre estes dois limites. Entretanto, conforme alerta Jong van Lier (2000), estes conceitos correspondem a quantidades diferentes de água, dependendo do método utilizado para determiná-los. Assim, antes de avançar, entende-se ser adequado detalhar melhor estes conceitos.

A capacidade de campo, segundo Veihmeyer & Hendrickson (1931), é "a quantidade de água retida pelo solo após o excesso de água gravitacional[5] ter drenado e a taxa de movimento decrescido acentuadamente, o que usualmente ocorre dentro de dois ou três dias em solo permeável de estrutura e textura uniforme". Afirmam, ainda, "que logo que a água é aplicada ao solo, através de chuva ou irrigação, as plantas estão em condições de absorverem a água infiltrada no solo, processo que diminui as perdas por percolação". Apesar disso, para efeitos práticos, usualmente desconsidera-se esta água no cálculo da água disponível.

É importante considerar que, conforme definido por Veihmeyer & Hendrickson (1931), a capacidade de campo deve ser determinada no campo e devem-se considerar variações na textura e estrutura do perfil do solo. O método para essa determinação está detalhado em Cassel & Nielsen (1986). Alternativamente, é muito comum a determinação da retenção de água em laboratório, utilizando-se amostras com estrutura preservada e uma sucção (tensão) de 33 kPa (Jong van Lier, 2000). No entanto, alguns estudos recomendam que a tensão seja maior, principalmente para solos bem estruturados. Haise et al. (1955) e Lal (1978) discorrem que a capacidade de campo foi mais relacionada com a tensão de 10 kPa do que com a de 33 kPa, potencial que também foi utilizado por Silva et al. (1994) para solos de regiões tropicais, enquanto a tensão de 6 e 5 kPa foi utilizada, respectivamente, por Lal (1978) e White (2006).

O ponto de murcha permanente é um conceito que surgiu a partir de um estudo desenvolvido por Briggs & Shantz (1912), com 20 solos e mais de 1.300 ensaios. A partir de então, entende-se como ponto de murcha permanente "o teor de água de um solo no qual as folhas de uma planta que nele cresce atingem, pela primeira vez, um murchamento irrecuperável, mesmo quando colocada em uma atmosfera saturada com vapor de água" (Veihmeyer & Hendrickson, 1950; Jong van Lier, 2000). Segundo Cassel &

---

[5] Água gravitacional - água que se movimenta no solo sob efeito da gravidade. Do ponto de vista físico, a água acima da capacidade de campo é denominada gravitacional. Embora a energia de retenção seja reduzida, a água gravitacional é de pouca utilidade para as plantas, porque ocupa os poros grandes, diminuindo a aeração do solo. Sua remoção mediante a drenagem é, via de regra, um requisito para o bom crescimento das plantas. Ocupa os poros maiores do solo e se move prontamente pela força da gravidade. ESALQ (1995).

Nielsen (1986), "é o conteúdo de água para o qual as plantas, crescendo em um ambiente de baixa demanda evaporativa, permanecem murchas". É frequentemente medido em laboratório considerando-se como sendo igual ao teor de água retida quando o solo é submetido a uma tensão de 1.500 kPa. Para solos expansivos, Gardner et al. (1984) relataram que a planta pode morrer mesmo antes de o solo alcançar a tensão de 1.500 kPa, enquanto Haise et al. (1955) observaram que há culturas que podem absorver água em tensões mais baixas.

A água retida no solo entre a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente foi tema de vários estudos desenvolvidos por Frank J. Veihmeyer e colaboradores (Gardner, 1977). O conceito de água disponível foi apresentado por Veihmeyer & Hendrickson (1928) e expressa uma faixa ou uma quantidade de água que é armazenada no solo e está disponível às plantas. Richards (1928) afirma que o termo é muito simplificativo e sugere que ele deveria considerar, ainda, a capacidade da planta em absorver e utilizar a água e a condutividade hidráulica no solo para atender à demanda de água pela planta. Para Hillel (1980), o termo deveria ser mais bem definido para evitar incorreções na sua aplicação.

Em seu estudo, Ratcliff et al. (1983) constataram que a umidade do solo, tanto no limite inferior (-1.500 kPa) como no superior (-33 kPa), foi diferente quando determinada no campo em relação à determinada no laboratório, diferenças que estiveram relacionadas com a textura do solo. Para esses autores, se exatidão é necessária, estudos em campo devem ser priorizados em relação às determinações de laboratório.

Mais recentemente, surgiram novas proposições para avaliar a relação da disponibilidade da água com o crescimento das plantas, algumas das quais com a inclusão de novas propriedades/atributos (Jong van Lier, 2000). Letey (1985) introduziu o conceito de "faixa de água não limitante"; Silva et al. (1994) redefiniram este conceito e definiram como "faixa de água menos limitante"; e, mais recentemente Groenevelt et al. (2001) propuseram o termo "integral water capacity". No Brasil, a expressão "intervalo hídrico ótimo" (IHO) tem sido adotada, significando o intervalo de umidade entre o limite superior e o inferior de disponibilidade. No limite superior, a umidade é dada pela capacidade de campo ou pela porosidade mínima de aeração para suprir a demanda de O2 das raízes das plantas; no limite inferior, é dada pelo ponto de murcha permanente ou pela resistência do solo à penetração (Letey, 1985; Silva et al., 1994).

Ainda que indiquem um avanço na definição do intervalo de disponibilidade de água às plantas, estas novas proposições também possuem limitações

de ordem prática, pois introduzem índices que ainda não estão e dificilmente serão definidos adequadamente. Por exemplo, o limite inferior da faixa de disponibilidade de água usada na definição do IHO está baseado na idéia de que quando a resistência do solo à penetração atinge um valor de 2 MPa, as raízes cessariam seu crescimento, mesmo que a água retida apresente força menor do que a do PMP. Do mesmo modo, considera que para o pleno crescimento das raízes é necessária a existência de uma porosidade de aeração mínima de 10 %. Assim, se na capacidade de campo não existe tal porosidade, a água ali retida não estaria disponível às plantas. A questão é que estes novos limites, a resistência à penetração de 2 MPa e porosidade de aeração de 10%, não necessariamente, aplicam-se a todas as plantas e a todos os solos e, portanto, também necessitam de ajustes.

Assim, embora existam críticas sobre a utilização dos conceitos de capacidade de campo e ponto de murcha permanente (Ritchie, 1981; Ratcliff et al., 1983; Jong van Lier, 2000), tais conceitos serão empregados neste texto, especialmente porque são índices amplamente utilizados em estudos que avaliam a disponibilidade de água às plantas e a porosidade do solo (Tawornpruek et al., 2005).

Efeito da Matéria Orgânica sobre a Disponibilidade de Água no Solo

A disponibilidade de água às plantas é geralmente utilizada para avaliar sua relação com o crescimento das plantas e a qualidade física do solo (Reynolds et al., 2002; Reichert et al., 2003). Há muito tempo, o efeito da matéria orgânica sobre a disponibilidade de água às plantas vem sendo avaliado, mas os resultados são ainda contraditórios, provavelmente porque são utilizados diferentes métodos para estudar esta relação, além da dificuldade de isolar os efeitos dos diferentes fatores que determinam a disponibilidade de água, que são a textura, a mineralogia, a estrutura e os solutos (íons e moléculas), além do teor de matéria orgânica.

Muitos estudos relatam que o aumento no teor de matéria orgânica não modifica ou, ainda, que pode diminuir a disponibilidade de água no solo. Jamison & Kroth (1958) avaliaram 54 perfis de solos do Missouri e constataram que somente em solos com 13 a 20 % de argila o aumento do teor de matéria orgânica resultou em mais água disponível às plantas. Petersen et al. (1968a), analisando 27 perfis (401 amostras) de solos da Pennsylvania (Entisols, Inceptisols, Spodosols, Alfisols e Ultisols), com textura predominantemente franco-siltosa, concluíram que a fração mineral com

diâmetro entre 5 e 20 μm foi a que mais influenciou a água disponível no solo, enquanto a mineralogia mostrou pouco efeito e o teor de matéria orgânica influenciou apenas a retenção na tensão de 1.500 kPa, mas não a retenção a 33 kPa. Nesses dois estudos, os teores de matéria orgânica eram baixos e a amplitude de valores era pequena, o que pode ter prejudicado as relações avaliadas, pois variações na água disponível em decorrência de outros atributos podem ter sido maiores do que aquelas devidas à matéria orgânica.

Em um Molissol de textura franco-argilosa, da estação de pesquisa de Lethbridge, em Alberta, no sul do Canadá, Sommerfeldt & Chang (1986) observaram que 12 aplicações anuais de esterco de gado diminuiu a água disponível (entre -20 e -1.500 kPa), pois com a aplicação de esterco a retenção de água aumentou mais no potencial de -1.500 kPa do que no de -20 kPa. Também em Molissols, em 48 locais de North Dakota na região norte dos EUA, mas com classes texturais variáveis, Bauer & Black (1992) observaram que o aumento no teor da matéria como o manejo não alterou a água disponível nos solos de textura arenosa, mas constataram diminuição nos solos de textura franca e argilosa. As determinações foram realizadas em amostras com a estrutura alterada.

Ao adicionarem esterco de gado, por três safras, em um Alfisol com textura areia-franca e baixo teor de CO (5 g kg^{-1}), Nyamangara et al. (2001) observaram que o conteúdo de água disponível (retido na tensão entre 5 e 1.500 kPa) aumentou em média 0,015 m^3 m^{-3}, resultado que não foi significativo estatisticamente. Lal (1978) avaliou 23 perfis (119 amostras) de solos da Nigéria, com predomínio de caulinita e óxidos, e também não observou relação do teor de matéria orgânica com a retenção de água na capacidade de campo e no ponto de murcha permanente.

De maneira geral, nos estudos em que não foi observado aumento da água disponível com o aumento do teor de matéria orgânica do solo, os autores discorrem que as modificações na retenção de água na capacidade de campo e no ponto de murcha permanente ocorrem com igual magnitude e, assim, a água disponível é pouco alterada (Huberty, 1936; Khaleel et al., 1981; Metzger & Yaron, 1987; Haynes & Naidu, 1998).

Já no início do século passado, Alway & Neller (1919), após estudar sistemas de rotação e sucessão de culturas, afirmaram que "*a diferença no conteúdo de matéria orgânica causa diferença na quantidade de água útil*" e, apesar de muitos estudos mostrados aqui indicarem que não há relação entre teor de matéria orgânica no solo e água disponível ou que esta relação é negativa, há autores que consideram aquela afirmação como verdadeira. Bouyoucos (1939), analisando a mistura de material orgânico em solos

minerais com classes texturais areia, franco-arenosa, franco-siltosa, franco-argilosa e argila, constatou maior aumento da água disponível com a adição de material orgânico, em solos de textura arenosa do que nos de textura argilosa. Segundo o autor, isso ocorreu porque os solos argilosos já dispunham de elevado teor de água disponível, enquanto, nos arenosos, este teor era menor, daí o efeito da matéria orgânica ter sido mais marcante. Do mesmo modo, Stone & Garisson (1940), em Michigan, coletaram solos principalmente com textura areia-franca, franco-arenosa e franca, em locais próximos das cercas das glebas, nos quais o teor de matéria orgânica é maior e foi adicionada naturalmente em virtude do crescimento de bluegrass (Poa pratensis). Com exceção de um local, todos os demais tiveram aumento significativo no teor de matéria orgânica e na água disponível.

Estudando oito solos da Índia, com pH entre 5,6 e 8,4, de textura variável (teor de argila entre 100 e 760 g kg^{-1}) e predomínio de montmorilonita e ilita na fração mineral, Biswas & Ali (1969) observaram que o conteúdo de água disponível aumentou com o aumento do teor de C orgânico. No entanto, o teor e a amplitude do teor de C orgânico eram baixos (entre 2 e 17 g kg^{-1}). Com isso, a variação no teor de água disponível poderia estar mais relacionada com outros atributos, como a textura e a mineralogia, conforme já havia sido discutido nos estudos de Jamison & Kroth (1958) e Petersen et al. (1968a). Por outro lado, em solos da região centro-oeste da Inglaterra, com ampla variação no teor da matéria orgânica (de 12 a 160 g kg^{-1}), Hollis et al. (1977) concluíram que a matéria orgânica foi o atributo que mais aumentou a água disponível no solo.

Para minimizar os efeitos indiretos da textura na retenção de água, Hudson (1994) coletou amostras do horizonte superficial de solos cultivados, escolhidos de acordo com a classe textural, sendo: areia (n=20 amostras), franco-siltosa (n=18) e franco-argilo-siltosa (n=21). O autor concluiu que o aumento em 10 g kg^{-1} de matéria orgânica aumentou em média 0,036 m^3 m^{-3} o teor de água na capacidade de campo e em 0,007 m3 m^{-3} no ponto de murcha permanente, com consequente aumento da água disponível. Outrossim, quando a matéria orgânica aumentou de 10 para 30 g kg^{-1}, a quantidade de água disponível aproximadamente dobrou. Para o autor, é importante avaliar o aumento no teor de matéria orgânica no solo em termos de volume e não somente em termos de massa e, ainda, que os estudos que não encontram relação positiva entre teor de matéria orgânica e água disponível podem conter erros experimentais, como, por exemplo, utilização de solos com pequena variação no teor de matéria orgânica e grande variação na textura e na mineralogia.

Em um Inceptisol de textura franco-argilosa do Irã, Barzegar et al. (2002) observaram que a adição de esterco, resíduos de trigo e composto de bagaço de cana-de-açúcar aumentou a água disponível no solo, pois a quantidade de água retida em potenciais maiores que -100 kPa aumentou, enquanto a retida a -1.500 kPa não foi alterada. Em estudo com 2.149 amostras de solos com ampla variação da textura e teor de matéria orgânica do solo, Rawls et al. (2003; 2004) concluíram que a matéria orgânica deve ser incluída como variável de entrada nas equações que estimam a retenção de água no solo, para reduzir o erro da estimativa. A contribuição da matéria orgânica na retenção de água variou de 14 %, para a classe argilo-siltosa, a 75 %, para a classe areia-franca. Por meio da análise da sensibilidade do modelo gerado, concluíram que em solos mais arenosos a retenção de água é mais sensível a mudanças do conteúdo de matéria orgânica do que solos mais argilosos, o que também foi observado por MacRae & Mehuys (1985).

A revisão de literatura apresentada acima demonstra que não existe consenso sobre a relação entre teor de matéria orgânica e água disponível às plantas. Parte das divergências deve-se aos procedimentos adotados para avaliar a relação entre as variáveis. Em alguns estudos, foram utilizados solos que receberam a incorporação de quantidades variáveis de matéria orgânica, enquanto, em outros, solos com altos teores de matéria orgânica foram misturados a solos com teor baixo de MO, e, por fim, noutros foram coletadas amostras de grande número de solos com diferentes teores de matéria orgânica. Na maioria dos casos, a relação entre o teor de MO e disponibilidade de água foi avaliada por meio de equações de regressão simples. Além disso, em alguns estudos, a relação de dependência foi avaliada, mas os mecanismos responsáveis pelas prováveis alterações não foram detalhados.

É importante considerar que a matéria orgânica tem efeitos sobre a força de retenção de água e, portanto, sobre sua disponibilidade, de forma direta e, ou, indireta. Os efeitos diretos devem-se, basicamente à higroscopicidade e à grande área superficial específica da MO (Gupta et al., 1977). Assim, considerando que há uma estreita relação entre a área superficial específica e a retenção de água à tensão de 100 e de 1.500 kPa (Grohman, 1977), o incremento de MO poderá aumentar a força da água retida sob tensões maiores, quando os fenômenos de adsorção são mais importantes que a capilaridade (Hillel, 1998a). Por outro lado, sob tensões menores, próximo à capacidade de campo, são os fenômenos de capilaridade que definem a retenção de água (Hillel, 1998a) e, assim, nessa situação, aparecem os efeitos indiretos da matéria orgânica, que

estão relacionados com as mudanças na estrutura e, consequentemente, no volume, diâmetro e continuidade dos poros do solo (Khaleel et al., 1981).

Atualmente, estudos de relações matemáticas entre a disponibilidade de água às plantas e o teor de MOS têm aparecido em trabalhos que objetivam definir equações para estimar o teor de água retida no solo a partir de suas características, comumente chamadas de pedofunções. Assim, considerando os efeitos descritos anteriormente, é comum a inclusão do teor de matéria orgânica nestas equações, ainda que isso não ocorra sempre. Jamison & Kroth (1958), Petersen et al. (1968b), Gupta & Larson (1979), Rawls et al. (1982, 1983), De Jong (1983), Ambroise et al. (1992) e Kern (1995) incluíram o teor de matéria orgânica na estimativa da água retida na capacidade de campo e no ponto de murcha permanente; Calhoun et al. (1973) e van den Berg et al. (1997) incluíram o teor de matéria orgânica para estimar a retenção de água na capacidade de campo; enquanto McBride & MacIntosh (1984) e Bell & van Keulen (1995) incluíram o teor de matéria orgânica na estimativa da retenção de água no ponto de murcha permanente. Outros, como Puckett et al. (1985) e Saxton et al. (1986), não observaram efeito do teor de MOS na retenção de água.

Especificamente no Brasil, com clima tropical e subtropical, alguns estudos que relacionam atributos do solo com a retenção e disponibilidade de água foram realizados. Alguns destes trabalhos, no entanto, não avaliaram o efeito da MOS (Arruda et al., 1987; Tomasella & Hodnett, 1998; Oliveira et al., 2002; Michelon et al., 2010), enquanto outros o avaliaram, mas o teor de MOS não foi incluído na pedofunção proposta (Giarola, 2002; Tomasella et al., 2003). Os modelos propostos por Pidgeon (1972), van den Berg et al. (1997), Tomasella et al. (2000), Hodnett & Tomasella et al. (2002), Reichert et al. (2009) incluíram o teor de MOS como uma variável de entrada nos modelos que estimam a retenção de água no solo. Assim, também nos estudos realizados no Brasil, não há um consenso sobre a contribuição da MOS na retenção e disponibilidade de água no solo.

Em estudo com amostras com estrutura alterada, Perazza (2003) relacionou a disponibilidade de água a vários atributos químicos e físicos do solo, observando que o coeficiente de determinação da relação entre teor de MOS e água disponível foi baixo (Quadro 2). Em outro estudo, com maior número de solos, Reichert et al. (2009) utilizaram a análise de trilha, que permite avaliar os efeitos diretos e indiretos entre os atributos do solo sobre a retenção e sobre a disponibilidade de água. Observaram que o efeito direto da MOS resultou em coeficiente de correlação de apenas

0,14 para capacidade de campo, de 0,12 para o ponto de murcha permanente e de 0,04 para a água disponível. Constataram que a água disponível teve maior contribuição direta da fração silte (efeito positivo = 0,23) e da densidade do solo (efeito negativo = -0,30). Entretanto, quando a relação entre o teor de MOS e a água disponível foi avaliada considerando a classe textural do solo, observou-se correlação significativa positiva na classe argila e negativa nas classes franco-argilo-arenosa e muito-argilosa (Quadro 2).

Quadro 2. Relação entre o teor de matéria orgânica (g kg^{-1}) e água disponível para as plantas (AD) (m^3 m^{-3}) para o conjunto de classes texturais e para classes texturais específicas de solos do Rio Grande do Sul

Classe Textural	Nº amostras	Equação[1]	r	p>F
		Modificado de Perazza (2003)		
Todas	85	AD = 0,17 + 0,012 x MO	0,25	0,01
		Modificado de Reichert et al. (2009)		
Franco-argilo-arenosa	66	AD = 0,15 - 0,014 x MO	-0,31	0,01
Argila	53	AD = 0,11 + 0,015 x MO	0,30	0,03
Muito argilosa	28	AD = 0,15 - 0,009 x MO	-0,38	0,05

[1] Equações foram apresentadas para as que resultaram em nível de significância inferior a 5 %.

Fonte: Modificado de Perazza (2003) e Reichert et al. (2009).

MATÉRIA ORGÂNICA E COMPORTAMENTO MECÂNICO DO SOLO

Comportamento mecânico do solo, neste texto, refere-se às reações do solo frente à aplicação de forças externas que atuam no sentido de deformá-lo e que, normalmente, na pesquisa aplicada à área da ciência do solo, envolve atributos, a saber: a resistência ao cisalhamento, a capacidade de suporte de carga, a resistência à compressão e à compactação, a resistência à penetração de raízes, dentre outros.

Nesse contexto, o comportamento mecânico do solo depende, essencialmente, da coesão e do atrito que se estabelecem entre suas partículas, pois a capacidade de suportar forças que rasguem, comprimem, cisalhem, pulverizem ou compactem o solo depende diretamente da capacidade de suas partículas não se movimentarem umas em relação às

outras. Portanto, para compreender os efeitos da matéria orgânica do solo (MOS) sobre o comportamento mecânico do solo, deve-se, primeiro, compreender os efeitos da MOS sobre a coesão e o atrito existente entre suas partículas que, teoricamente, definem sua resistência ao cisalhamento. Assim, iniciaremos nossa abordagem tratando da resistência ao cisalhamento, especialmente quando avaliada por meio do ensaio de cisalhamento direto e, depois, as propriedades da compactação e da compressão do solo.

Resistência ao Cisalhamento do Solo

A coesão e o atrito entre as partículas do solo definem a resistência ao cisalhamento, que é expressa pela equação de Coulomb (Caputo, 1981):

$$\tau = c + \sigma.tg\phi \quad (1)$$

em que:

τ = tensão de cisalhamento; c = coesão do solo; σ = carga normal ao plano de cisalhamento; ϕ = ângulo de atrito interno, sendo $tg\phi$ o coeficiente de atrito.

Assim, com base na equação (1), pode-se afirmar que somente haverá deformação do solo, de características c e ϕ, quando, nos pontos de contatos ao longo da superfície de ruptura, a pressão efetiva resultante da aplicação da carga normal superar a resistência ao cisalhamento, dada pelas características do mesmo.

Por coesão, entendem-se as forças que permitem que um corpo de solo seja capaz de manter sua forma natural, sua estrutura, sem se esboroar quando ele não está confinado em um recipiente ou na massa do solo. A coesão é, portanto, o conjunto de forças que ligam as partículas umas nas outras e sua origem está relacionada com: a) existência de ligantes naturais aglutinando as partículas do solo entre si; b) ligações entre as partículas, situadas muito próximas umas das outras, decorrentes de sua natureza coloidal e molecular (cargas superficiais, forças de van der Waals, área superficial específica elevada); c) tensão capilar na água intersticial, decorrente da formação de meniscos capilares formados nos pontos de contato das partículas.

Portanto, segundo Hillel (1980), a coesão do solo não se refere única e exclusivamente à atração entre partículas iguais, como conceitualmente o termo coesão é definido, mas refere-se à aderência mútua entre partículas e

substâncias heterogêneas existentes no solo, significando que a coesão do solo inclui, além das forças de coesão propriamente ditas, as forças de adesão que se estabelecem entre as partículas sólidas e outras substâncias, como a solução do solo.

Desse modo, classicamente, subdivide-se a coesão do solo em dois tipos, dependendo de sua origem: *coesão verdadeira e coesão aparente* (Caputo, 1981). A coesão verdadeira é aquela que é devida às forças eletroquímicas das partículas, sendo dependente da textura, tipo e quantidade de MOS, mineralogia e tipos de íons em solução, dentre outros. A coesão aparente é aquela resultante da pressão capilar sobre a água contida no solo, agindo como se fosse uma força externa, sendo dependente da quantidade de água existente no sistema, das características do espaço poroso, da reatividade das partículas minerais e orgânicas do solo e dos tipos e concentrações de íons em solução.

Teoricamente, a MOS terá efeitos significativos sobre os dois tipos de coesão. Isso decorre da natureza coloidal e molecular da MOS, o que lhe confere um elevado número de cargas superficiais - a capacidade de troca catiônica (CTC) varia de 400 a 1.400 cmolc kg^{-1}, conforme Canellas et al. (1999), e a área superficial específica (ASE) varia de 800 e 900 $m^2 g^{-1}$, conforme Meurer et al. (2000). Assim, o incremento de MOS resulta em maior número de ligações entre as partículas minerais, com consequente aumento da estabilidade dos agregados (Carpenedo & Mielniczuk, 1990; Paladini & Mielniczuk, 1991; Campos et al., 1995; Wohlemberg et al., 2004), aumento da força de retenção de água (Sidiras et al., 1984; Centurion & Demattê, 1985), aumento da CTC (Bayer & Mielniczuk, 1997), aumento da resistência ao cisalhamento do solo (Ekwue, 1990), dentre outros atributos.

Considerando ser a tensão capilar de confinamento da água no solo uma estimativa aproximada da coesão aparente, ela pode ser calculada pela equação apresentada por Caputo (1981):

$$P_c = a_c \frac{2T_s}{\rho} \qquad (2)$$

em que:

P_c = pressão capilar de confinamento; a_c = área de contato entre os grãos; T_s = tensão superficial da água; ρ = raio da curvatura do menisco de água.

Então, a MOS, por aumentar a força de retenção de água no solo e, conseqüentemente, reduzir o raio da curvatura dos meniscos formados entre as partículas (ρ) e, ainda, por aumentar o número de pontos de contatos entre as partículas e, consequentemente, a área de contato dos grãos (a_c), estará aumentando o valor da pressão capilar de confinamento, ou seja, a coesão aparente.

A coesão verdadeira, por seu turno, é o resultado da existência de cargas na superfície das partículas que, assim, estabelecem ligações entre si nos pontos suficientemente próximos para tal. Segundo Vargas (1977), nesses pontos, as camadas de água mais próximas estão submetidas a forças de adsorção muito fortes, encontrando-se em estado sólido, o que aumenta a coesão verdadeira. Para o autor, o valor da coesão verdadeira dependerá: a) da natureza mineralógica da fração argila; b) dos íons adsorvidos e c) da existência de espaçamento adequado entre os grãos.

Nas camadas superficiais, o comportamento físico e químico do solo é muito influenciado pela MOS, o que leva a supor que a mesma constitua um quarto fator determinante da coesão verdadeira, atuando da seguinte forma: a) como ligante orgânico, fortalecendo as ligações nos pontos de contato existentes entre as partículas minerais; b) por estabelecer pontos de contatos adicionais entre as partículas minerais, inclusive em locais onde elas estão "distantes" (pontos em que a distância entre as partículas minerais é suficiente para impedir o estabelecimento de ligações diretas entre elas); c) por aumentar a força de adsorção dos íons e das moléculas de água nos pontos de contato.

Dessa forma, o acúmulo de MOS resulta em aumento da coesão do solo, como demonstrado por Zhang & Hartge (1990) e Zhang et al. (2005), por aumentar tanto a coesão verdadeira como a coesão aparente. O aumento da coesão verdadeira, produzido pelo incremento das ligações nos pontos de contato entre as partículas minerais, resultante do acúmulo de matéria orgânica do solo, deverá ser mais significativo do que o aumento da coesão aparente promovido pelo aumento da tensão superficial da água. Deve-se considerar, ainda, o efeito dos materiais orgânicos presentes no solo, como raízes de plantas, hifas de fungos, filamentos de algas, dentre outros, que podem também contribuir para aumentar a coesão do solo (Baets et al., 2008; Zhang et al., 2010).

O atrito entre as partículas do solo se estabelece quando se verifica tendência ao movimento, ocorrendo nos pontos de contato entre duas ou mais partículas que se tocam quando se movimentam. Considerando que só há movimento a partir da ação de uma força, pode-se entender o atrito como

uma força resistente que se opõe à força provocadora do movimento (Fiori & Carmignani, 2001). O atrito é expresso por meio do coeficiente de atrito, que é a tangente do ângulo que relaciona a força normal com as forças resultantes que promovem o movimento de determinado corpo. Esse ângulo, no caso do cisalhamento dos solos, é conhecido como ângulo de atrito interno, pois estamos falando do atrito entre duas partes do solo.

Nos materiais particulados, como o solo, o ângulo de atrito interno é determinado pela dureza, forma, tamanho e rugosidade superficial das partículas. De maneira geral, as partículas de areia revelam coeficientes de atrito interno maiores do que as argilas, em razão do maior tamanho e rugosidade superficial. Além disso, o grau de empacotamento e a coesão entre as partículas alterarão o atrito, pois na zona de atrito ocorre o deslizamento e o rolamento de partículas, umas sobre as outras. Assim, quanto mais próximas ou encaixadas as partículas, maior a área de contato entre elas e, portanto, maior o atrito. Quanto mais coesas menor a possibilidade de as partículas soltarem-se e rolarem isoladamente umas sobre as outras, ou seja, maior a probabilidade de partículas compostas (agregados) e, portanto, maiores, rolarem umas sobre as outras. Desse modo, o atrito interno depende da densidade e estrutura do solo, que tem relação com o arranjo espacial das partículas, ou seja, o empacotamento e a área de contato das mesmas. Desse modo, para um mesmo solo o ângulo de atrito interno é tanto maior quanto maior for a densidade. Outro fator que altera o ângulo de atrito interno do solo é a existência de substâncias que atuam como lubrificante entre suas partículas, como a água ou substâncias orgânicas.

No caso de solos estruturados, ou seja, que apresentam partículas secundárias (agregados), a coesão e o ângulo de atrito serão influenciados pelas características dos agregados (Lebert & Horn, 1991; Braida et al., 2007a). Nestes solos, quando as cargas normais aplicadas são menores que a resistência dos agregados, de modo que os mesmos não sejam rompidos, a envoltória do cisalhamento será determinada pela coesão e pelo atrito que se estabelece entre os agregados (interagregados). Quando se aplicam tensões normais mais elevadas que a resistência dos agregados, eles se rompem e a coesão e o ângulo de atrito interno passam a ser determinados pelas características das partículas primárias do solo (intra-agregados) (Figura 8). Em geral, a coesão interagregados (menor área de contato, maior distância entre as partículas) é menor do que a coesão intra-agregados (maior área de contato, menor distância entre as partículas), enquanto o atrito interagregados (partículas maiores e mais rugosas) é maior do que o atrito intra-agregados (partículas menores).

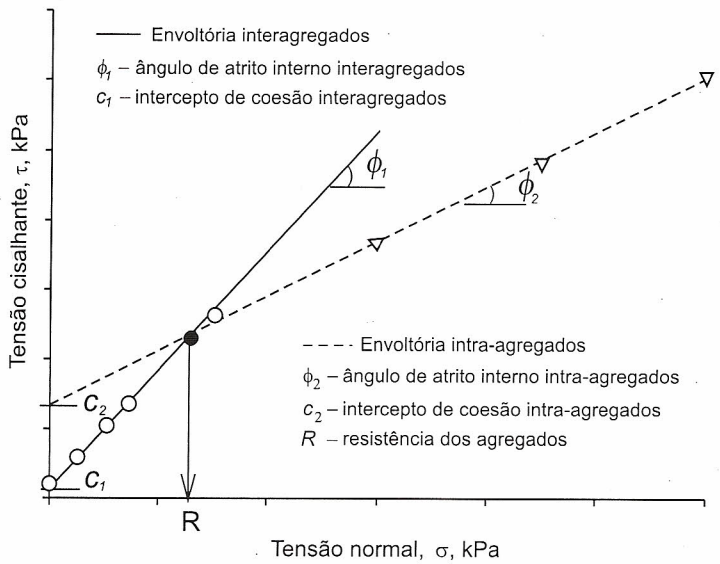


Figura 8. Modelos de envoltórias da resistência ao cisalhamento para solos agregados, conforme proposto por Lebert & Horn (1991).

Fonte: Braida et al. (2007a).

Assim, a matéria orgânica altera o ângulo de atrito interno, quer seja por efeitos diretos, reduzindo o atrito entre as partículas minerais, quer seja por efeitos indiretos, por alterar a estrutura, a densidade e a retenção de água dos mesmos (Soane, 1990; Zhang & Hartge, 1990; Braida et al., 2007b). Nos solos arenosos, por exemplo, nos quais o ângulo de atrito interno é alto, a matéria orgânica, por possuir partículas de menor tamanho e de menor dureza que as partículas minerais, ao recobrir os grãos de areia e preencher os espaços entre eles, pode reduzir o atrito e, portanto, reduzir o ângulo de atrito interno. Já em solos de textura mais argilosa, o acúmulo de matéria orgânica poderá elevar o ângulo de atrito interno entre as partículas secundárias (agregados) ao favorecer a formação delas e por aumentar sua resistência (Lebert & Horn, 1991; Braida et al., 2007b). Em solos com baixos teores de água, as substâncias orgânicas, por reterem fortemente a água, podem diminuir seu efeito lubrificante entre as partículas minerais, pois impedem sua distribuição uniforme entre elas. Já em solos com teores elevados de água, este efeito da matéria orgânica perde importância. Isso é demonstrado na figura 9, apresentada por Braida et al. (2007b), na qual se verifica que o atrito foi influenciado pelo teor de MOS apenas nas amostras mais secas.

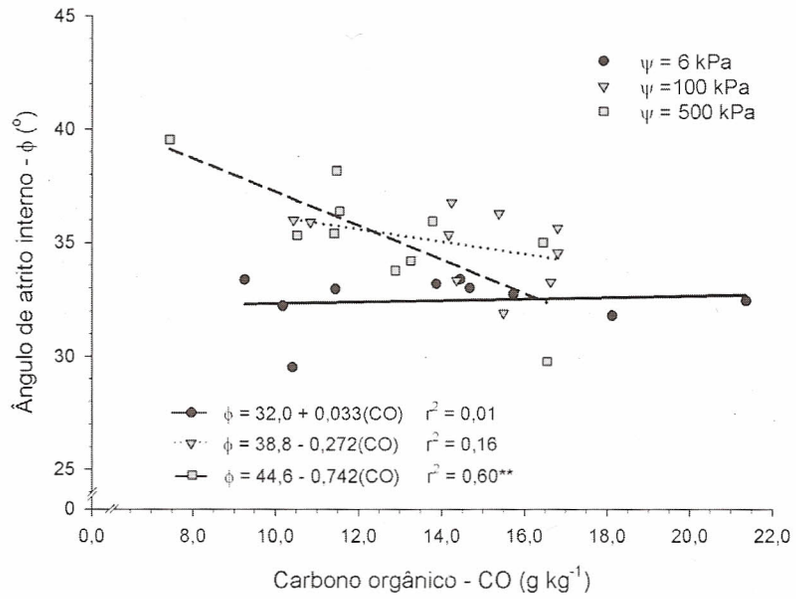


Figura 9. Ângulo de atrito interno de um Argissolo Vermelho-Amarelo arênico, determinado com amostras da camada superficial (0-0,02m) submetidas a três tensões de água (ø), considerando o teor de carbono orgânico (modelo ajustado significativo a P ≤ 0,01, pelo teste F).**

Fonte: Braida et al. (2007b).

Os efeitos do acúmulo de matéria orgânica sobre a coesão e atrito entre as partículas minerais refletem-se em outros parâmetros utilizados na avaliação do comportamento mecânico do solo, como os limites de consistência do solo e os parâmetros da curva de compactação e da curva de compressibilidade (Braida, 2004), conforme discussão a seguir.

Curva de Compactação e Limites de Consistência do Solo

A susceptibilidade à compactação de um solo pode ser avaliada por meio do ensaio Proctor Normal ou de suas variantes. Esse teste foi desenvolvido pela engenharia civil para determinar a umidade adequada para obter a máxima compactação do solo na construção de estradas (Vargas, 1977), ou seja, a umidade em que o solo está mais susceptível à compactação. No ensaio Proctor, para uma mesma energia de compactação, a densidade obtida depende da umidade do solo; a densidade cresce com o aumento da umidade até determinado valor e, depois, torna-se decrescente (Figura 10).

Esse comportamento existe, porque, em umidades baixas, a adição de água cria filmes de água ao redor das partículas minerais, reduzindo o atrito entre elas, facilitando a compactação. A partir de dada umidade, em que a compactação é máxima, a adição de mais água resulta na ocupação dos espaços entre as partículas do solo, o que produz o surgimento de pressões neutras[6], tornando o solo menos susceptível à compactação (Ohu et al., 1989). Assim, compactando-se o solo em várias umidades, mas sempre com a mesma energia, e relacionando-se os valores de densidade obtidos com a umidade de compactação, obtém-se a curva de compactação do solo, da qual se calculam a densidade máxima obtida e a umidade crítica de compactação correspondente.

A curva de compactação do solo é influenciada por vários fatores, tais como: energia de compactação, textura, mineralogia e teor de matéria orgânica (Silva et al., 1986; Ohu et al., 1989; Ekwue & Stone, 1997; Braida et al., 2006), mas, de maneira geral, seu formato é semelhante para todos os solos (Figura 10).

A susceptibilidade à compactação, avaliada pelo ensaio Proctor, torna-se menor à medida que cresce a quantidade de material orgânico existente no solo. Em geral, observa-se que, para um mesmo nível de energia, quanto maior o teor de MOS, menor é o valor de densidade máxima obtido e maior é o teor de água necessário para atingi-lo (Figura 10). Isso foi observado em estudos com um mesmo solo, porém com diferentes teores de matéria orgânica (Ball et al., 2000; Aragón et al., 2000, Braida et al., 2006), em estudos com diferentes solos de mesma textura e com teores de matéria orgânica diferentes (Silva et al., 1986) e em estudos com a adição ao solo de material orgânico semidecomposto (Stone & Ekwue,1993; Zhang et al., 1997). De maneira geral, os autores explicam o efeito do acúmulo de MOS sobre a susceptibilidade à compactação como sendo resultado de: a) efeito amortecedor da matéria orgânica, que resulta em dissipação de parte da energia aplicada; b) capacidade de retenção da água da matéria orgânica, que, ao retê-la junto de suas partículas, impede que ela atue como lubrificante entre as partículas minerais; c) capacidade da matéria orgânica em estabelecer ligações entre as partículas de solo, aumentando a coesão entre elas; d) baixa densidade da matéria orgânica, de modo que, quando aumenta o teor de matéria orgânica, reduz a densidade da mistura solo e matéria orgânica.

---

[6] Pressão neutra - é a parte da pressão aplicada sobre o solo que atua sobre a água intersticial (ou dos poros), não causa modificações no arcabouço dos sólidos. É complementar à pressão efetiva, que é a parte da pressão aplicada sobre o solo que é transmitida aos grãos do solo, grão a grão, e que causa modificações no arcabouço sólido. A pressão neutra também é chamada de poro pressão (Fiori & Carmignani, 2001).

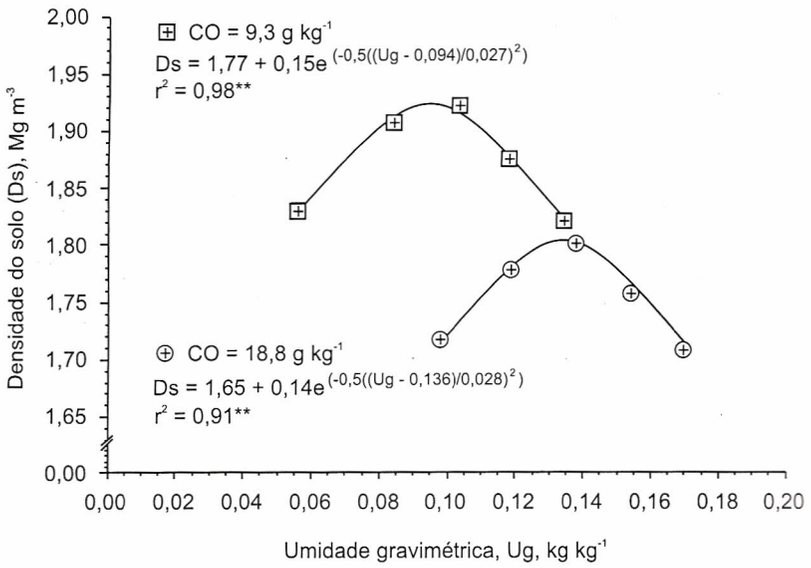


Figura 10. Curva de compactação de duas amostras de um Argissolo Vermelho-Amarelo arênico com dois diferentes teores de carbono orgânico (CO) (modelo ajustado é significativo a $p \leq 0,01$ pelo teste F).**

Fonte: Braida et al. (2006).

Braida et al. (2006) observaram que o efeito da matéria orgânica sobre os parâmetros da curva de compactação, obtida pelo ensaio Proctor, é maior em solos arenosos do que em solos argilosos. Segundo os autores, é possível que nesses (arenosos), o efeito da matéria orgânica em reduzir o efeito lubrificante da água entre as partículas minerais seja superior ao ocorrente nos solos argilosos. Isso aconteceria porque a matéria orgânica apresenta área superficial específica (ASE) e capacidade de troca de cátions que determinam uma capacidade de retenção de água muito maior do que a da areia, cuja ASE é menor que 60 $m^2 kg^{-1}$ e a CTC é praticamente nula. Assim, na partição da água adicionada ao solo, a MOS acaba retendo maior quantidade que aquela retida pela areia, de maneira que a água adicionada fica concentrada próximo das partículas orgânicas, dificultando a formação de películas de água sobre a superfície dos grãos de areia. No solo argiloso, as diferenças entre a matéria orgânica e as partículas minerais são menores. Além disso, em princípio, nos solos argilosos, a interação entre a fração mineral e a orgânica é maior, o que resultaria em menor disponibilidade da matéria orgânica para interagir com a água adicionada ao solo.

Considerando ser o ensaio Proctor pouco usual nos laboratórios de análises de solo para fins agronômicos e, ainda, por exigir uma amostra relativamente grande de solo (cerca de 4 kg), alguns autores têm sugerido métodos alternativos para determinar a umidade crítica de compactação (Ugc). Assim, Ojeniyi & Dexter (1979) indicaram o uso da umidade correspondente a 90 % do limite de plasticidade (LP), o que foi corroborado pelas observações de Figueiredo et al. (2000). No entanto, Braida et al. (2006) observaram que a relação Ug_c/LP se altera quando ocorre enriquecimento de MOS (Figura 11), pois o efeito do acúmulo de MOS é maior sobre os limites de plasticidade e liquidez do que sobre a umidade crítica de compactação (Figura 12).

O acúmulo de matéria orgânica resulta em aumento significativo dos limites de liquidez e de plasticidade, sem que, no entanto, haja alteração do índice de plasticidade (intervalo de umidade entre os limites de liquidez e de plasticidade, Figura 12). Segundo Baver et al. (1972), isso acontece porque a manifestação da plasticidade ocorre apenas depois que duas condições são atendidas: deve haver água suficiente para a formação de camadas rígidas de moléculas de água nas superfícies coloidais adjacentes e deve haver água extra para funcionar como lubrificante entre as camadas rígidas de moléculas de água. Assim, a matéria orgânica alteraria apenas a primeira demanda, tornando-a maior, mas não teria efeito sobre a segunda demanda de água.

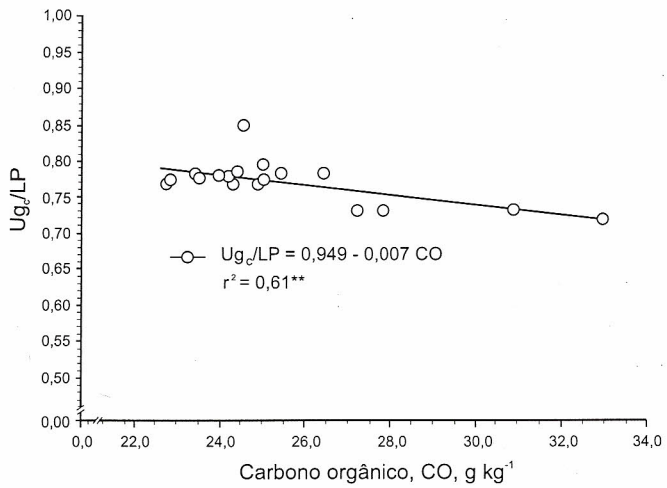


Figura 11. Razão entre a umidade crítica para compactação (Ugc) e o limite de plasticidade (LP), considerando o teor de carbono orgânico (CO) do solo de um Nitossolo Vermelho distrófico (o modelo ajustado é significativo a $p \leq 0,01$ pelo teste F).**

Fonte: Braida et al. (2006).

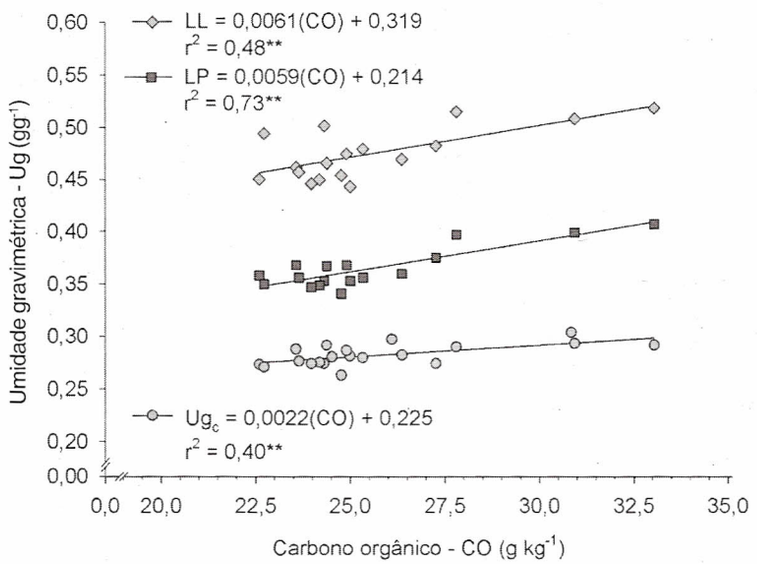


Figura 12. Limite de liquidez (LL), limite de plasticidade (LP) e umidade crítica para compactação (Ugc), considerando o teor de carbono orgânico (CO) de um Nitossolo Vermelho distrófico (modelo ajustado é significativo a $p \leq 0,01$ pelo teste F).**

Fonte: Braida et al. (2006).

Os limites de consistência do solo são determinados pelas relações entre as partículas sólidas e dessas com a água, que resultam nas forças de coesão e de adesão. Segundo Braida et al. (2006), o menor efeito da matéria orgânica sobre a umidade crítica para compactação, em relação ao efeito sobre os limites de consistência, pode ser explicado pelo fato de que, nessa determinação, além das forças de coesão e adesão, o atrito entre as partículas sólidas também está envolvido. Assim, o efeito da matéria orgânica sobre a umidade crítica de compactação é muito influenciado pelo efeito que ela produz sobre a capacidade da água em diminuir o atrito entre as partículas minerais. Esse efeito está relacionado com a habilidade da matéria orgânica em disputar a água existente no sistema com as partículas minerais, o que depende das características da própria matéria orgânica e das características das partículas minerais. Por isso, o efeito do acúmulo de MOS sobre a umidade crítica é maior em solos mais arenosos do que em solos argilosos, uma vez que a matéria orgânica é muito mais hábil em reter água do que as partículas de areia, tendo, portanto, maior eficácia em reduzir o efeito da água sobre o atrito entre as partículas minerais.

Curva de Compressibilidade

A curva de compressibilidade possibilita estimar parâmetros que auxiliam no entendimento do comportamento do solo quando é submetido à aplicação de uma carga superficial, que são a pressão de pré-compressão (σp), o coeficiente de compressibilidade (C_c) e o coeficiente de descompressão (C_d) (Figura 13).

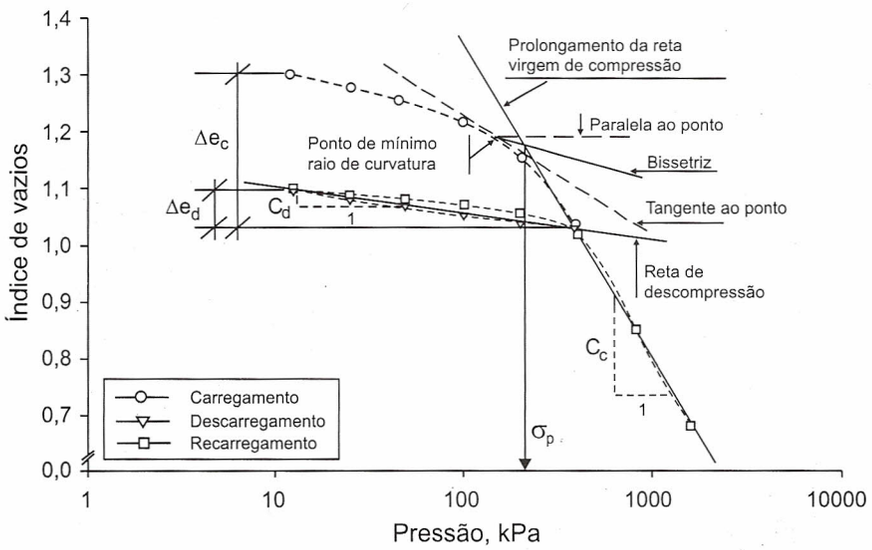


Figura 13. Curva de compressão do solo com indicações da reta virgem, da reta de descompressão e do cálculo do índice de recuperação (Ir = 100($\Delta e_d/\Delta e_c$).Δe_c = variação do índice de vazios durante o carregamento; ed = variação do índice de vazios durante o descarregamento; c_d = coeficiente de descompressão; c_c = coeficiente de compressibilidade; $ó_p$ = pressão de pré-compressão.

Fonte: Braida (2004).

A pressão de pré-compressão representa a maior pressão efetiva suportada pelo solo em sua história (Holtz & Kovacs, 1981) e, portanto, não deveria sofrer influências do teor de matéria orgânica do solo, especialmente para solos cultivados, para os quais, segundo Alexandrou & Earl (1998), a pressão de pré-compressão é determinada, principalmente, pelas cargas aplicadas mecanicamente. Entretanto, considerando ser a pressão de pré-compressão fortemente influenciada pelo teor de água (Mosaddeghi et al., 2003), é provável que o enriquecimento de matéria orgânica do solo, por interferir na retenção de água do solo, altere sua pressão de pré-compressão (Figura 14).

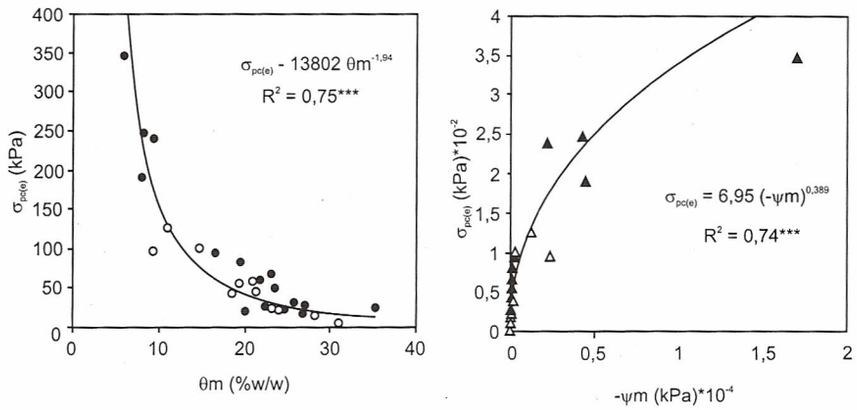


Figura 14. Efeito do conteúdo de água (è$_m$) e da tensão matricial (ø$_m$) na pressão de pré-compressão (ó$_{pc(e)}$) do solo.

Fonte: Adaptado de Mosadeghi et al. (2003).

Desse modo, o enriquecimento de MOS pode resultar em alterações na pressão de pré-compressão do solo de forma indireta, por suas relações com a retenção de água no solo (Scheinost et al., 1997; Carvalho et al., 1999; Tormasella et al., 2000; Reichert et al., 2009). De maneira geral, o aumento da MOS resulta em aumento do teor de água retida em determinado potencial matricial (Figura 15). Assim, para um mesmo teor de água, solos mais ricos em MOS apresentam potencial matricial maior e, consequentemente, maior pressão de pré-compressão (Figura 16).

O coeficiente de compressibilidade descreve a relação entre a pressão aplicada e a deformação do solo, quando são aplicadas cargas maiores do que a pressão de pré-compressão. Considerando que a facilidade com que o solo se deforma quando recebe a aplicação de uma carga depende do número de pontos de contato entre as partículas sólidas e da resistência desses pontos de contato (Horn & Lebert, 1994), é adequado supor que o efeito da matéria orgânica sobre sua susceptibilidade à compressão dependerá dos efeitos sobre estas duas variáveis. Assim, quando o acúmulo de matéria orgânica é acompanhado de redução da densidade do solo, consequentemente, a porosidade aumenta e há uma redução do número de pontos de contato entre as partículas sólidas. Desse modo, mesmo que a matéria orgânica aumente a resistência dos pontos de contato entre as partículas minerais, esse efeito fica prejudicado pelo reduzido número de pontos de contato existentes e, por isso, não se observa efeito do acúmulo de matéria orgânica sobre o coeficiente de compressibilidade do solo (Arvidsson, 1998; Ihmoff et al., 2004; Braida et al., 2010) ou este acúmulo

é acompanhado de um aumento da compressibilidade (Stone & Ekwue, 1996; Pereira et al., 2007).

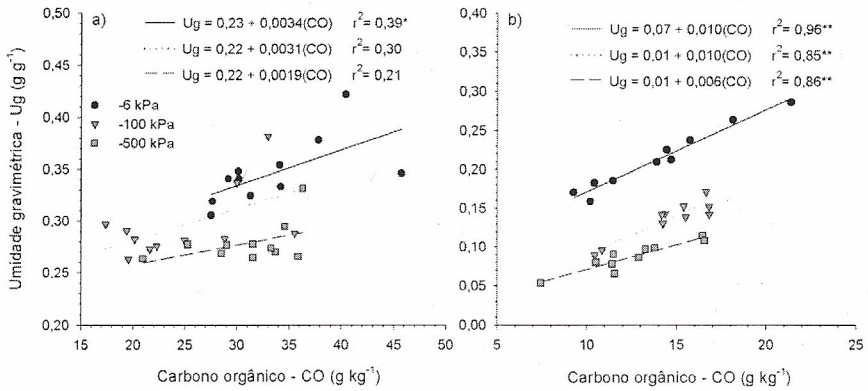


Figura 15. Umidade gravimétrica, considerando o teor de carbono orgânico (CO) para um Nitossolo Vermelho distrófico (a) e um Argissolo Vermelho-Amarelo arênico (b) submetidos a diferentes tensões de água.

Fonte: Adaptado de Braida (2004).

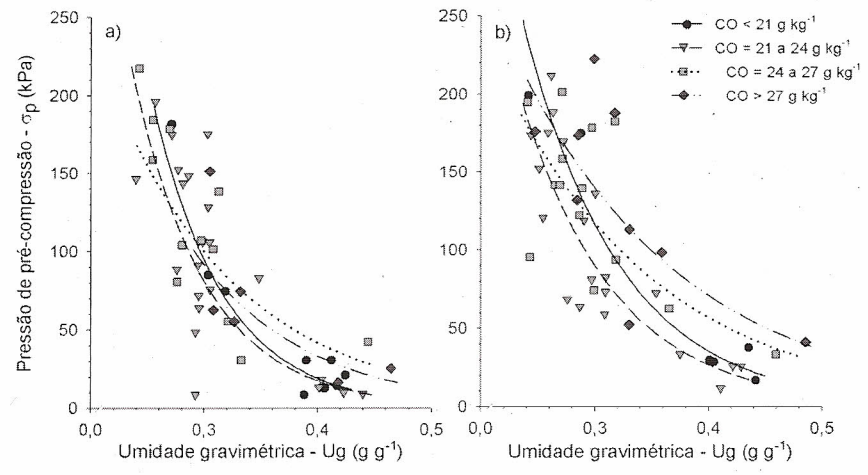


Figura 16. Pressão de pré-compressão, considerando a umidade gravimétrica de um Nitossolo Vermelho distrófico, para diferentes classes de teor de carbono orgânico (CO) e de densidade do solo (Ds): a) Ds < 1,06 Mg m^{-3} e b) Ds > 1,06 Mg m^{-3}.

Fonte: Braida (2004).

Por outro lado, em situações em que o acúmulo de matéria orgânica não é acompanhado de uma redução de densidade do solo, é possível que os efeitos daquele acúmulo se manifestem sobre a resistência à compressão

do solo, como relatado por Braida et al. (2010). Os autores verificaram que, em amostras mais densas e dependendo do teor de água, a compressibilidade diminui com o aumento do teor de MOS (Figura 17). Solos cultivados no sistema plantio direto, onde o revolvimento do solo é praticamente inexistente, após alguns anos de cultivo, adquirem uma estrutura caracterizada por apresentar agregados mais densos e resistentes e que estão mais próximos entre si (Chaney et al., 1985). Ao mesmo tempo, nesse sistema, observa-se um aumento do teor de matéria orgânica do solo, especialmente na camada superficial (Bayer & Mielniczuk, 1997; Corazza et al., 1999; Amado et al., 2001). Em tais condições, a capacidade da matéria orgânica em estabelecer e fortalecer ligações entre as partículas minerais, dependendo do seu elevado número de cargas superficiais e elevada área superficial específica, resulta em aumento da força das ligações entre as partículas minerais e em provável aumento do seu número, contribuindo para incrementar a resistência do solo à deformação.

Outro aspecto que explica os prováveis efeitos positivos do acúmulo de matéria orgânica sobre a resistência à compressão do solo é seu efeito sobre a capacidade de retenção de água no solo. O acúmulo de matéria orgânica do solo geralmente está associado ao aumento da água retida no solo, como visto acima (Figura 15), aumentando o grau de saturação por água em uma mesma tensão. Assim, o acúmulo de matéria orgânica pode reduzir a compressibilidade, considerando que em teores elevados de água, a compressibilidade do solo pode ser limitada pela condutividade hidráulica (Silva et al., 2002).

Portanto, o impacto da matéria orgânica do solo sobre a compressibilidade do solo só pode ser entendido claramente conhecendo-se seus efeitos diretos sobre a coesão e seus efeitos indiretos sobre a retenção de água no solo e sobre a densidade do solo. Naquelas situações em que predominam os efeitos sobre a coesão e na capacidade de retenção de água, sem que haja alteração na densidade, haverá redução da compressibilidade. Por outro lado, quando associada ao acúmulo de MOS ocorrer diminuição da densidade, haverá aumento da compressibilidade.

Ainda, no tocante à curva de compressibilidade, a matéria orgânica pode ter efeitos sobre o coeficiente de descompressão, ou seja, sobre a capacidade de o solo recuperar parte do volume perdido durante a aplicação de uma carga (Soane, 1990; Zhang et al., 2005; Braida et. al., 2008). A elasticidade do solo depende de dois fatores: da elasticidade do material que compõe o solo (Soane, 1990); e de bolhas de ar aprisionadas e comprimidas dentro do solo durante a aplicação de uma carga, que, após a descarga, se expandem, deslocando o solo (Hillel, 1998b; Perdok et al., 2002). A elasticidade do material que compõe o solo dependerá de sua natureza, orgânica ou mineral, do

tamanho das partículas, do estado de decomposição do material orgânico e da mineralogia da fração mineral (Baver et al., 1972; Stone & Larson, 1980; Soane, 1990). Além disso, O'Sullivan & Robertson (1996) e Kirby & O'Sullivan (1997) observaram que a inclinação da reta de descompressão varia com a umidade do solo.

A matéria orgânica do solo, além de apresentar elevado número de cargas superficiais, especialmente na faixa de pH encontrada nos solos, é considerada flexível e elástica, tendo grande capacidade de recuperar a forma inicial após a remoção de uma carga aplicada sobre ela (Soane, 1990). Essas características permitiriam que partículas orgânicas que estiverem ligando partículas minerais no solo sejam deformadas, quando as partículas minerais forem deslocadas umas em relação às outras, por efeito da aplicação de uma carga. Ao cessar a aplicação da carga, as partículas orgânicas tenderiam a retornar à forma original, deslocando consigo as partículas minerais, resultando em expansão do solo após o descarregamento.

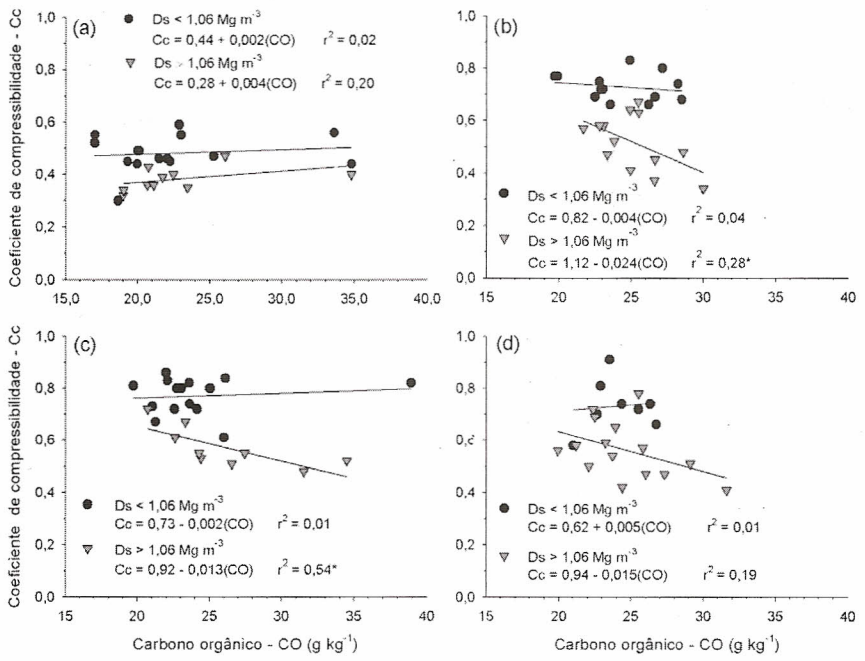


Figura 17. Coeficiente de compressibilidade, considerando o teor de carbono orgânico (CO) e da densidade do solo, de um Nitossolo Vermelho distrófico submetido a quatro tensões de água: a) 6 kPa; b) 100 kPa; c) 500 kPa; e d) > 500 kPa.

Fonte: Braida et al. (2010).

Além disso, na compressão de solo não-saturado, uma parte do ar fica aprisionada no seu interior, com formação de bolhas de ar comprimido. O aprisionamento de bolhas de ar é dependente da carga aplicada, do tempo de aplicação, da umidade do solo, do volume de poros e das características do espaço poroso (Perdok et al., 2002), havendo, para determinado solo, um teor de umidade em que o aprisionamento de bolhas é maior, gerando elasticidade maior.

Considerando que o acúmulo de matéria orgânica do solo, geralmente, está associado a aumento da água retida no solo, como mencionado anteriormente, ter-se-iam dois efeitos que explicariam maior elasticidade nos solos enriquecidos com matéria orgânica: a elasticidade da própria matéria orgânica, que é mais elástica que as partículas minerais (Soane, 1990); e o aumento do confinamento de bolhas de ar, uma vez que há aumento da água retida no solo o que dificulta a expulsão do ar aprisionado. Assim, o efeito produzido pela grande elasticidade do material orgânico é potencializado pelo maior aprisionamento de bolhas de ar dentro da amostra enriquecida por esses materiais (Braida et al., 2008).

De maneira geral, vários autores (Stone & Larson, 1980; Soane, 1990; Zhang et al., 2005; Braida et al., 2008) têm relatado que o acúmulo de MOS tem resultado em aumento da elasticidade do solo (Figura 18) ou de seu coeficiente de descompressão, com prováveis reflexos sobre a capacidade do solo em resistir à compressão por cargas superficiais, uma vez que se torna capaz de recuperar parte da deformação ocorrida.

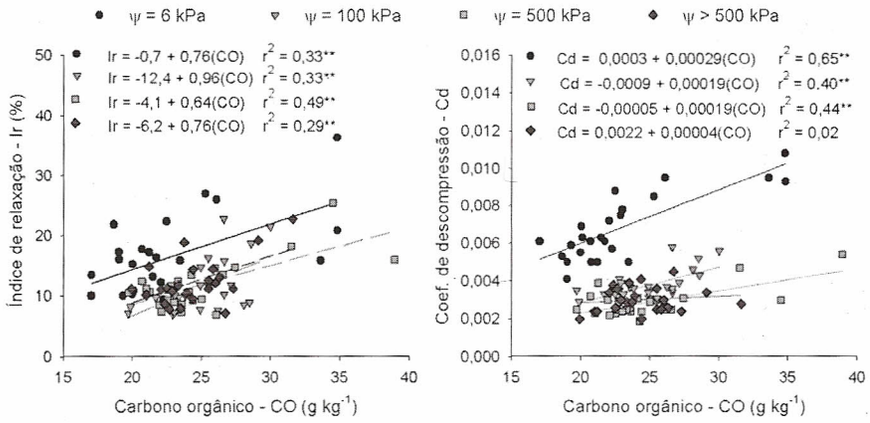


Figura 18. Índice de relaxação (Ir) e coeficiente de descompressão (Cd), considerando o teor de carbono orgânico (CO) de um Nitossolo Vermelho distrófico submetido a quatro tensões de água (ψ).

Fonte: Braida (2004).

Material Orgânico na Superfície do Solo

O material orgânico acumulado na superfície do solo, constituindo a cobertura morta, ainda que não tenha efeitos sobre as características mecânicas do solo, atua em processos mecânicos importantes relacionados com o manejo e com a conservação do solo, como a erosão hídrica e a compactação.

Na erosão hídrica, a cobertura morta tem efeitos diretos na redução da energia dos agentes erosivos responsáveis pela desagregação e transporte de partículas do solo (Giason & Cassol, 1996; Braida & Cassol, 1999; Cassol et al., 2004). A cobertura por resíduos orgânicos pode dissipar 100 % da energia cinética das gotas de chuva e parcela da energia cisalhante dos fluxos superficiais, sendo elemento fundamental para o controle da erosão hídrica do solo.

No processo de compactação do solo, os resíduos superficiais podem atuar na dissipação da energia compactante resultante do pisoteio de animais ou do trânsito de máquinas. A baixa densidade desses resíduos orgânicos, associada com sua susceptibilidade à deformação e elasticidade, torna-os potencialmente capazes de atenuar as cargas aplicadas sobre o solo. Essa possibilidade foi confirmada por Dao (1996), ao observar que a remoção dos resíduos vegetais da superfície do solo resultou em aumentos na densidade do solo, especialmente na camada entre 0,05 e 0,125 m de profundidade, no sistema de cultivo convencional, e entre 0 e 0,05 m, no plantio direto. O autor concluiu, ainda, que a manutenção de grandes quantidades de resíduos vegetais na superfície do solo contribuiu para maior macroporosidade na camada superficial em solos sob cultivos conservacionistas. Acharya & Sharma (1994) também observaram que a presença de resíduos na superfície do solo preveniu a compactação superficial do solo. Já Gupta et al. (1987), apesar de não observarem diferenças significativas na densidade do solo, constataram que o aumento na quantidade de palha na superfície reduziu a pressão atuante no solo, medida a 0,20 m de profundidade, bem como reduziu o afundamento superficial.

Nesse sentido, Braida et al. (2006), ao avaliarem a capacidade de resíduos vegetais dissiparem a energia compactante no ensaio Proctor, constataram que quantidades de 12 Mg ha^{-1} de resíduo, constituído de folhas de milho picadas, chegaram a dissipar até 31,3 % da energia de compactação (Quadro 3). Brandt (2005) também observou efeito significativo da palha superficial sobre a dissipação da energia de compactação em testes laboratoriais (Quadro 4), porém, em condições de tráfego no campo, a existência de quantidade correspondente a

12 Mg ha^{-1} de palha não interferiu nas alterações físicas provocadas no solo pela passagem de máquinas agrícolas. Por outro lado, Hilbig et al. (2007) observaram redução da pressão aplicada pela passagem do pneu de uma colhedora, especialmente na camada superficial (Figura 19). Segundo os autores, isso ocorre porque a palha, ao envolver o pneu, de fato, resulta em aumento da área de contato com o solo, reduzindo a pressão resultante.

Quadro 3. Densidade do solo (Ds), energia equivalente (Ee) e energia dissipada (Edi), considerando a quantidade de palha existente sobre o solo e a energia de compactação (Ec) usada no ensaio Proctor. Médias de três repetições

Ec	Palha	Ds	Ee		Edi
kJ m^{-3}	Mg ha^{-1}	Mg m^{-3}	kJ m^{-3}	%	
84,3	0	1,847	84,3	-	-
60,2	0	1,806	60,2	100,0a[(1)]	0,0a
	2	1,787	51,2	85,1b	14,9a
	4	1,772	46,2	76,7b	23,3a
	8	1,768	44,9	74,6b	25,4a
	12	1,756	41,4	68,7a	31,3a
36,1	0	1,743	36,1	100,0a	0,0a
	2	1,734	35,3	97,1a	2,9b
	4	1,725	32,9	91,2a	8,8b
	8	1,719	31,3	86,6a	13,4b
	12	1,699	26,5	73,4a	26,6a
24,1	0	1,685	24,1-	-	-

(1) Letras iguais indicam médias não diferentes pelo teste DMS com 5 %, para comparação de médias entre os dois níveis de energia em cada quantidade de palha.

Fonte: Braida et al., (2006).

Quadro 4. Densidade máxima com diferentes níveis de energia (nº de golpes) no ensaio Proctor Alterado, sem palha e com 12 Mg ha^{-1} de palha

	Número de golpes		
Tratamento	15	30	50
	Densidade máxima – Mg m^{-3}		
Sem palha	1,68 a C[1/]	1,83 a B	1,86 a A
Com palha	1,63 b C	1,68 b B	1,71 b A

1/ Médias seguidas de mesma letra minúscula na coluna (com e sem palha) e letras maiúsculas na linha (nº de golpes) não diferem entre si pelo teste DMS a 5 %.

Fonte: Brandt (2005).

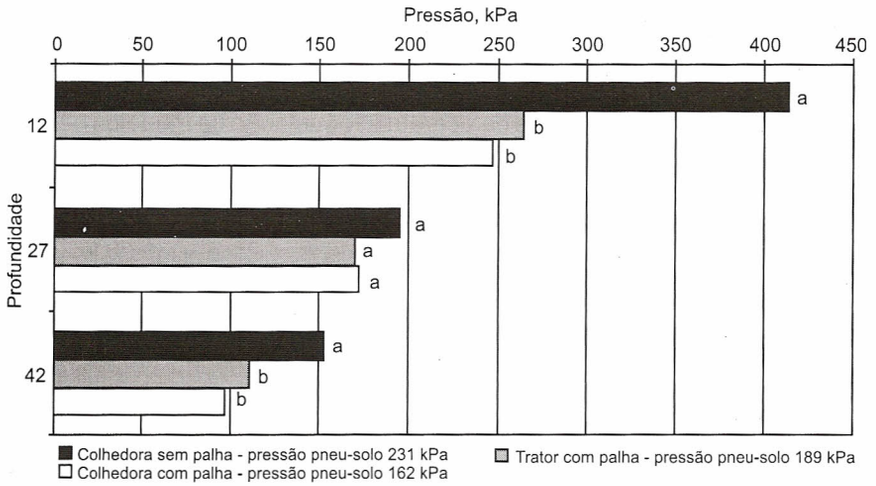


Figura 19. Tensão efetiva medida nas profundidades de 12, 27 e 42 cm, com e sem palha na superfície do solo, com tráfego da colhedora com pressão do pneu 152 kPa e tráfego do trator com palha com pressão do pneu de 152 kPa. Médias seguidas de mesma letra não diferem entre si pelo teste de DMS a 5 %.

Fonte: Hilbig et al. (2007).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A matéria orgânica é um componente fundamental à estabilidade de agregados em solos tropicais e subtropicais brasileiros. Salvo melhor avaliação, a maioria dos resultados existentes do impacto de sistemas de uso e manejo na agregação em solos brasileiros pode ser interpretada pelo modelo hierárquico de agregação. Em microagregados, a matéria orgânica humificada atua na estabilidade, juntamente aos minerais de argila e óxidos de Fe e Al, e cátions polivalentes. Agentes orgânicos transientes como polissacarídeos produzidos por fungos e bactérias atuam na estabilidade de pequenos macroagregados. Por sua vez, macroagregados grandes têm sua formação e estabilidade relacionadas com agentes orgânicos temporários, como hifas de fungos e raízes finas que formam uma rede que entremeiam e estabilizam fisicamente os macroagregados. Portanto, sistemas de uso e manejo sem revolvimento do solo, alto e frequente aporte de resíduo vegetal e que envolvem a rotação com pastagens, como, por exemplo, no sistema de integração lavoura-pecuária, ou sistemas pecuários com pastagens perenes, resultam em expressivo aumento da estabilidade de agregados em solos tropicais e subtropicais brasileiros.

Na análise da literatura nacional e internacional, relacionada com a agregação do solo, verifica-se que, em sua maioria, os estudos dedicam-se a avaliar o impacto de práticas agrícolas na estabilidade de agregados. Os estudos internacionais que se dedicaram à formulação de modelos básicos de agregação do solo datam da segunda metade do século XX e foram fundamentais ao avanço verificado no entendimento do processo de agregação em solos do mundo inteiro. No Brasil, por sua vez, a pesquisa em agregação segue uma forte tendência de avaliação do impacto de práticas agrícolas na agregação, e praticamente inexistem estudos básicos da agregação em solos brasileiros. Acredita-se que isso deva ser estimulado nos grupos que trabalham com agregação no Brasil, pois possivelmente contribuirá para avanços significativos na compreensão desse importante tema.

Ainda existem divergências sobre o efeito da MOS na quantidade de água disponível no solo, mas a maioria dos estudos comprova relação positiva. Essas divergências ocorrem pela complexidade dos efeitos diretos e indiretos da MOS na retenção de água, além de prováveis dificuldades pelas diferenças metodológicas adotadas pelos diversos autores. Essas divergências evidenciam a necessidade de se realizar mais estudos para elucidar esta relação, especialmente no Brasil, para, inclusive, aumentar o banco de dados que ainda é pequeno. Por outro lado, a padronização de métodos também constitui ferramenta importante para possibilitar a comparação de resultados obtidos em estudos realizados nas diversas regiões do País.

Procurou-se demonstrar que o acúmulo de matéria orgânica no solo repercute em seu comportamento mecânico, não só por influenciar propriedades importantes como a coesão e o atrito entre as partículas minerais, mas também por influenciar a estrutura e, portanto, o espaço poroso do solo.

Em condições naturais, em geral, o acúmulo de matéria orgânica no solo resulta em melhorias da estrutura do solo, com redução da densidade do solo e ampliação da porosidade. Essas alterações levam, a despeito de um provável aumento da coesão entre as partículas, a uma maior susceptibilidade à deformação do solo. Por outro lado, em condições de cultivo, especialmente em sistemas conservacionistas como o plantio direto, nas quais o acúmulo de matéria orgânica poderá ocorrer sem que haja considerável redução da densidade do solo ou aumento da porosidade, o incremento da coesão e da elasticidade do solo poderá ocasionar significativo incremento na resistência do solo à deformação.

Nesse sentido, entende-se ser ainda necessária a ampliação de estudos com vistas em melhor compreensão dos efeitos do acúmulo de matéria

orgânica no solo sobre seu comportamento, especialmente em condições de solos cultivados.

LITERATURA CITADA

ACHARYA, C.L. & SHARMA, P.D. Tillage and mulch effects on soil physical environment, root growth, nutrient uptake and yield of maize and wheat on an Alfisol in north-west India. Soil Tillage Res., 32:291-302, 1994.

ADDISCOTT, T.M. Entropy and Sustainability. Eur. J. Soil Sci., 46:161-168, 1995.

ALEXANDROU, A. &. EARL, R. The relationship among the pre-compaction stress, volumetric water content and initial dry bulk density of soil. J. Agric. Eng. Res.,71:75-80, 1998.

ALWAY, F.J. & NELLER, J.R. A field study of the influence of organic matter upon the water-holding capacity of a silt-loam soil. J. Agric. Res. 16:263-278, 1919.

AMADO, T.J.C.; BAYER, C.; ELTZ, F.L.F. & BRUM, A.C.R. Potencial de culturas de cobertura em acumular carbono e nitrogênio no solo no plantio direto e a melhoria da qualidade ambiental. R. Bras. Ci. Solo, 25:189-197, 2001.

AMBROISE, D.; REUTENAUER & VIVILLE, D. Estimating soil water retention properties from mineral and organic fractions of coarse-textured soils in the Vosges mountains of France In: van GENUCHTEN, M.Th.; LEIJ, F.J. & LUND, L.J., eds. Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. Riverside, University of California, 1992. p.453-462.

ANGERS, D.A.; RECOUS, S. & AITA, C. Fate of carbon and nitrogen in water-stable aggregates during decomposition of (CN)-C-13-N-15-labelled wheat straw in situ. Europ. J. Soil Sci., 48:295-300, 1997.

ARAGÓN, A.; GARCÍA, M.G.; FILGUEIRA, R.R. & PACHEPSKY, Y.A.A. Maximum compactability of argentine soils from the proctor test; the relationship with organic carbon and water content. Soil Tillage Res., 56:197-204, 2000.

ARAÚJO, M.A.; TORMENA, C.A. & SILVA, A.P. Propriedades físicas de um Latossolo Vermelho distrófico cultivado e sob mata nativa. R. Bras. Ci. Solo, 28:337-345, 2004.

ARRUDA, F.B.; JÚLIO Jr., J. & OLIVEIRA, J.B. Parâmetros de solo para cálculo de água disponível com base na textura do solo. R. Bras. Ci. Solo, 11:11-15, 1987.

ARVIDSSON, J. Influence of soil texture and organic matter content on bulk density, air content, compression index and crop yield in field and laboratory experiments. Soil Tillage Res., 49:159-170, 1998.

AZEVEDO, A.C. & SCHULZE, D.G. Aggregate distribution, stability and release of water dispersible clay for two subtropical Oxisols. Sci. Agric., 64:36-43, 2007.

AZEVEDO, A.C. Aggregates and water dispersible clay in oxisols from Southern Brazil. West Lafayette, Purdue University, 2001. 176p. (Tese de Doutorado)

BAETS, S.; POESEN, P.; REUBENS, B.; WEMANS, K.; BAERDEMAEKER, J. DE & MUYS, B. Root tensile strength and root distribution of typical Mediterranean plant species and their contribution to soil shear strengt. Plant Soil, 305:207-226, 2008.